



# Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central

Laurent Michon

## ► To cite this version:

Laurent Michon. Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. Tectonique. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2000. Français. NNT : . tel-00656029

**HAL Id: tel-00656029**

**<https://theses.hal.science/tel-00656029>**

Submitted on 3 Jan 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**Dynamique de  
l'extension continentale**  
Application au  
Rift Ouest-Européen  
par l'étude de la province  
du Massif Central

**MEMOIRES**

2001

n° 99

**Géosciences**

**Rennes**



**ISSN : 1240-1498**

**ISBN : 2-905532-98-X**

**2000**

**GEOSCIENCES-RENNES  
UMR-CNRS 6118  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
F - 35042 - RENNES Cédex (France)**

**Laurent MICHON**

**Dynamique de l'extension continentale –  
Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province  
du Massif Central.**

**Mémoires de Géosciences Rennes, n° 99, 266 p.**





## RESUME

Ce mémoire de thèse est constitué d'une thématique régionale et d'une thématique générale. La première thématique correspond à une étude du Rift Ouest-Européen (ROE) par l'analyse du Rift du Massif Central (RMC). Dans le Massif Central (MC), la répartition du volcanisme associé à l'extension cénozoïque permet de différencier trois épisodes: le Volcanisme Pré-rift, le Volcanisme Syn-rift et la Phase Volcanique Majeure. Le Volcanisme Pré-rift (Paléo-Eocène) est associé à une surrection du MC. Le Volcanisme Syn-rift est lié à la période d'extension Eo-Miocène à l'origine des grabens du MC. Durant cette période, la chronologie des événements plaide en faveur d'une évolution de type rift passif. La Phase Volcanique Majeure, responsable des principales provinces volcaniques, est caractérisée par deux pics de magmatisme contemporains de périodes de surrection sans création de graben et sans sédimentation. Cette évolution est compatible avec le stade initial d'un rift actif. Cette évolution du RMC est commune à l'ensemble du ROE et la répartition du ROE concentrique autour des Alpes suggère un lien étroit entre ces deux systèmes géologiques. La phase éo-alpine ( $\approx 65$  Ma) serait responsable du flambage lithosphérique en avant des Alpes et du Volcanisme Pré-rift. A l'Eocène, la création de la racine lithosphérique alpine permet d'expliquer le rift passif contemporain au niveau du ROE, puis le "rift actif" à partir du Miocène. La thématique générale a pour but d'étudier la dynamique de l'extension par une approche analogique. Les expériences à l'échelle crustale montrent le rôle majeur de la vitesse d'extension sur les structures formées. Dimensionnées à partir du rapport de résistance entre les parties fragile et ductile, les modèles montrent que la géométrie des structures varie en fonction du nombre de discontinuités de vitesse et de la vitesse d'extension. Appliqués à la nature, ces modèles permettent d'expliquer la différence de géométrie entre le graben du Rhin et le RMC.

## ABSTRACT

The first part of this thesis corresponds to a reappraisal of the West European Rift (WER) exemplified by the study of the Massif Central Rift (MCR). In the Massif Central (MC), the distribution of the volcanism associated with the Cenozoic extension allows to separate three episodes: the Pre-rift Volcanism, the Syn-rift Volcanism and the Main Magmatic episodes. The Pre-rift Volcanism (Paleo-Eocene) is associated with a first period of uplift. The syn-rift Volcanism is related to the Eo-Miocene extension and the graben formation. During this period, the chronology of the events is consistent with a passive rifting evolution. The Main Magmatic episode, responsible for the main volcanic provinces, is characterised by two magmatic climax coeval with uplift periods. Such an evolution is consistent with the first stage of an active rifting. This MCR evolution is common to the whole WER and the spatial distribution of the grabens, which is concentric to the Alps, suggests a close relationship between these two geological systems. The Eo-alpine phase ( $\approx 65$  Ma) have induced a buckling of the lithosphere ahead of the mountain range and have triggered the Pre-rift Volcanism. The formation of the alpine lithospheric root might explain the passive rifting during the Oligocene, followed by the "active rifting" from the upper Miocene. The second part of this thesis is aimed to study the dynamics of the continental extension by the means of analogue models. Experiments at crustal scale show the significant role of the extension rate on the structures. Scaling the strength ratio between the brittle and ductile parts makes it possible to show that the geometry of the structures depends on the number of rupture in the brittle part of the mantle lithosphere and the extension rate. These scaled models allow to explain the difference between the Rhinegraben and MCR geometries.

Mots-clés : Tectonique, Massif Central, Rift Ouest-Européen, rifting, Cénozoïque, volcanisme, MNT, modélisation analogique, modalités d'extension.





# SOMMAIRE

<b>Avant-propos</b>	<b>3</b>
<b>Introduction générale</b>	<b>5</b>
<b>Chapitre 1: Le Rift du Massif Central</b>	<b>13</b>
1- Introduction	18
2- Structuration pré-rift	23
3- Extension Eocène supérieur à Miocène inférieur et volcanisme associé	38
4- Evolution "post-rif "	90
<b>Chapitre 2: Le Rift Ouest-Européen</b>	<b>133</b>
1- Introduction	136
2- Structuration pré-rift	137
3- Extension éo-miocène	145
4- Evolution post-miocène	156
5- Conclusions	164
<b>Chapitre 3: Approche expérimentale de l'extension continentale     Applications au ROE</b>	<b>165</b>
1- Introduction	169
2- Dimensionnement et dispositif expérimental	171
3- Modèles à DV unique	175
4- Modèles à 2 DV simultanées	181
5- Interprétations	185
6- Applications au ROE	189
<b>Chapitre 4: Dynamique de rifting</b>	<b>195</b>
1- Introduction	198
2- Modalités d'extension des grabens du ROE	201
3- Modes d'extension dans l'Atlantique Nord et la Mer Rouge	207
4- Discussion	212
<b>Chapitre 5: Géodynamique du Rift Ouest-Européen</b>	<b>217</b>
1- Introduction	221
2- Interprétations précédentes du ROE	222
3- Les Alpes: cause du ROE?	228
4- Un nouveau modèle pour la formation du ROE	236
5- Conclusions	242
<b>Conclusion</b>	<b>243</b>
<b>Références Bibliographiques</b>	<b>247</b>





## ***Avant-propos***

Ça, c'est comme aux Oscars, c'est toujours difficile de remercier tous les gens qui permettent d'arriver au terme d'un projet. Bon, j'avoue que la comparaison entre une thèse et un film de plusieurs millions de dollars est un peu hâtive. Mais ça n'enlève rien à la difficulté de la tâche et à la sincérité des remerciements.

Avant tout, ceux qui ont eu le plus de mérite sont les personnes (ou les chiens) qui m'ont supporté à tout moment (Sophie et Usha) ou depuis toujours (ma famille). C'est sûr que sans mes parents, je n'aurais pas pu faire ces études et que Sophie, Usha et maintenant Nolan, m'ont déjà fait passer trois années magnifiques. Merci aussi à Nicolas, Valérie et leur Lucas pour la chaleur et le neveu qu'ils m'ont apportés.

Viennent ensuite les amis d'enfance and Co (Dom et Flora, Teddy et Virginie, Manou et Laurence, Gaëtan, Cédric, ...) que j'ai souvent saoulés pendant des soirées interminables à vouloir leur expliquer le Rift. Ils ont su m'accompagner à distance et me soutenir jusqu'à la dernière minute (du pot).

Ce séjour à Clermont m'a également permis d'avoir une vie à côté de la thèse. Si si, il y en a une mais il faut savoir la trouver. Merci à Marc et Candice pour avoir su nous débaucher (souvent sans trop de peine) pour aller faire des balades ou pour se faire des bouffes à Uno et 10000. Au labo, la thèse m'a également permis de côtoyer des thésards de plusieurs "générations". Il y a eu la génération "Dame de Pic Réseau" en début de thèse. Grâce à cette période, François Nux, Pierre et Hassan m'ont appris à connecter plusieurs ordinateurs ensembles. On apprend énormément pendant une thèse... Ensuite, nous nous sommes tournés vers la modernité et Worms. Le changement fut brutal, les parties encore plus acharnées et le nombre des participants décuplé. Merci à mes plus rudes adversaires qui m'ont donné des moments de détente salvateurs (François Nux, Karim, Fred, Pierre, Gonc, Yvan, Brieuc qui s'énervait parfois, Hugues,...). Ce n'est pas parce que les autres thésards n'ont jamais voulu connaître les plaisirs d'un bon Worms que je ne les remercie pas. En effet, ils ont quand même dû me supporter pendant plus ou moins longtemps (de gauche à droite et de bas en haut: François et Karine, Anthony, Nathalie V, Claire, Sophie R, Anne-Line, Nathalie D, Arnaud (l'Homme de la Cère), Caroline, Olivier, Franck, Cécile, Fabien, David, Pablo, Henri et les petits nouveaux qui sont en train de me virer: Estelle, Manue et Etienne).

Pendant ces trois ans, j'ai quand même travaillé un peu. Merci à toi Olivier pour m'avoir proposé ce sujet depuis le DEA et pour m'avoir fait confiance en thèse. Ton idée de départ sur le Rift s'est confirmée au cours de la thèse et c'est tant mieux parce que dans le cas contraire j' imagine que cette thèse aurait été un travail de plus sur le Massif Central. Tu m'as appris énormément de choses et principalement à canaliser mon travail pour arriver au résultat final. Merci encore.

J'ai également pu collaborer avec d'autres personnes du Laboratoire Magmas et Volcans. Merci aux Deux Gars du troisième (Philippe et Jean-Luc) pour leur patience et pour ne pas avoir craquer pendant ma période MNT. Ça n'a pas dû être facile et je parie que c'est parce que vous pouviez vous soutenir que vous n'êtes pas tombés dans une déprime justifiée. Félicitations. Parmi les autres chercheurs, j'ai principalement abusé de la patience de Jean-Louis Poidevin pendant la rédaction de la sédimentation du Rift et de Gilles Chazot quand j'essayais de comprendre les arguments pétro et géochimiques pour le point chaud (conclusion: y en a pas plus que contre le point chaud). Merci aussi aux autres chercheurs que j'ai embêtés occasionnellement pour des problèmes liés à ma thèse ou à l'enseignement.

Enfin, je remercie Jean-Pierre Brun et Michel Granet d'avoir été rapporteurs de mon travail, Michel Séranne pour un examen détaillé du mémoire et Jacques Kornprobst pour avoir accepté de présider ce jury.







# INTRODUCTION GÉNÉRALE

## *Sommaire*

<b>1. Le Rift Ouest-Européen (ROE)</b>	<b>6</b>
1.1 Limites du ROE	6
1.1.1 <i>Le Rift de la Mer du Nord</i>	6
1.1.2 <i>Le Rift NO Méditerranéen</i>	8
1.2 Description du ROE	10
<b>2. Objectifs et plan de thèse</b>	<b>11</b>

# 1 Le Rift Ouest-Européen (ROE)

Le Rift Ouest-Européen a déjà fait l'objet de nombreuses études durant le XX<sup>ème</sup> siècle dont les résultats ont parfois été l'objet de controverses. L'acquisition récente de données sur la structure profonde du rift (Brun et al., 1992; Granet et al., 1995a; Sobolev et al., 1996; Zeyen et al., 1997a), compilées avec les données géologiques existantes permettent d'étudier la géodynamique du Rift Ouest-Européen sous un angle nouveau. A cet égard, il convient avant tout de définir les limites du ROE, puis d'en décrire succinctement les principales provinces.

## 1.1 Limites du ROE

Le ROE est prolongé au Sud et au Nord par deux systèmes extensifs: le rift NO Méditerranéen et le rift de la Mer du Nord. Si le rift de la Mer du Nord et le ROE sont décrits comme des structures indépendantes, le rift NO Méditerranéen et le ROE sont fréquemment considérés comme étant un seul et unique système. C'est l'"*European Cenozoic rift system*" de Ziegler (1992b) ou le "*Southwestern European Oligo-Miocene rift*" de Bois (1993).

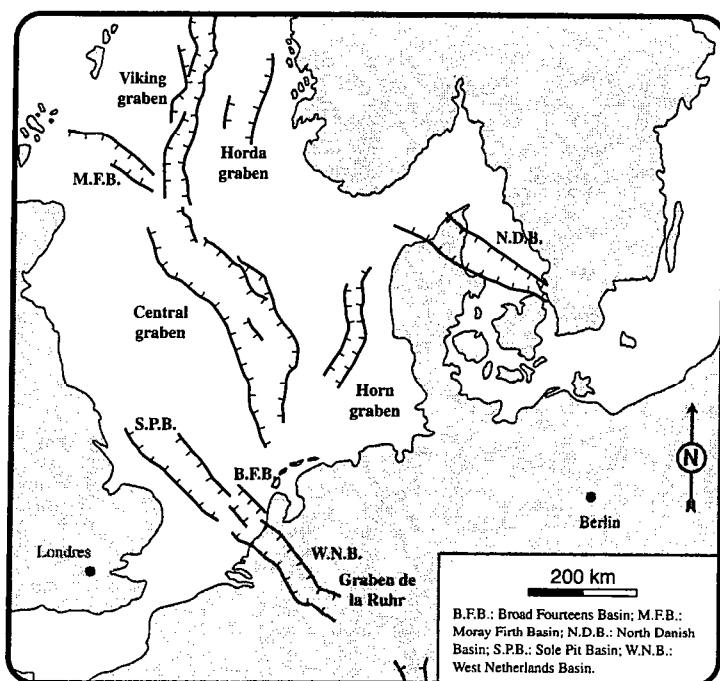
La description des rifts périphériques au ROE va donc permettre de déterminer les zones frontalières où plusieurs épisodes de rifting ont été enregistrés.

### 1.1.1 Le Rift de la Mer du Nord

Le Rift de la Mer du Nord est un système de grabens dont l'orientation globale est N-S (Fig 1). A partir du Permien, deux grands bassins salifères orientés E-O se forment dans la partie sud de la Mer du Nord. Ils ne seront jamais réactivés mais le sel va servir de niveau de décollement entre la déformation fragile du socle et la déformation plicative de la couverture mésozoïque (Nalpas, 1996).

La formation des différents fossés n'est pas synchrone et ils résultent de la succession de deux périodes extensives. A partir du Trias, la Mer du Nord a subi une extension orientée

E-O qui a créé de nombreux fossés (Nalpas, 1996). Cette première phase de rifting serait liée à la dislocation de la Pangée (Ziegler, 1992a).



*Figure 1: Carte schématique des grabens de la Mer de Nord. La partie méridionale du WNB correspond au graben de la Ruhr. Le rift de la Mer du Nord a donc une partie commune avec le ROE.*

Le second épisode extensif s'est déroulé entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur et il résulte du début du rifting dans l'Atlantique Nord (Ziegler, 1992a).

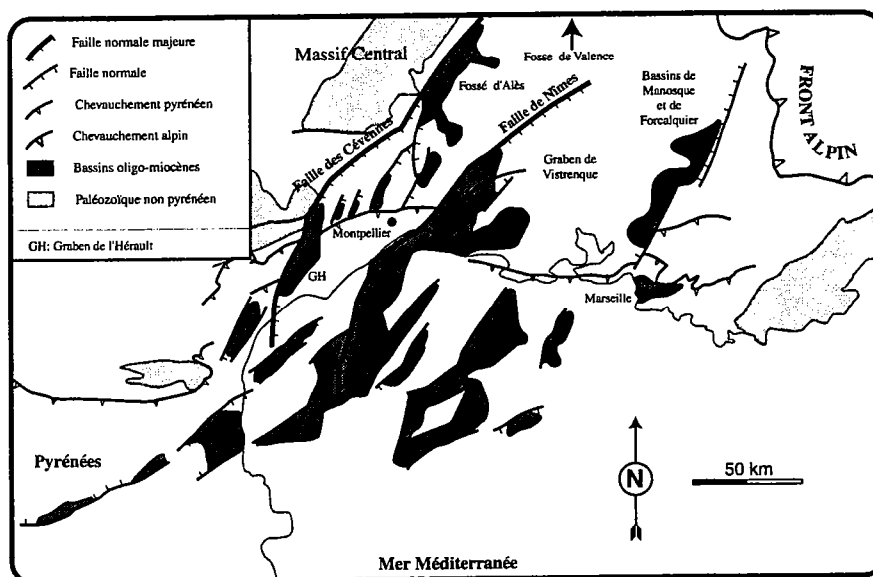
Enfin, à partir du Crétacé supérieur, les grabens de la partie sud de la Mer du Nord ont subi une inversion comparable à celles de la Manche et de la Mer d'Irlande (Brun et Nalpas, 1996). La compression à l'origine de l'inversion serait à rechercher dans la collision entre l'Afrique et l'Europe (Gillcrist et al., 1987; Nalpas, 1996).

L'étude des grabens de la terminaison sud de la Mer du Nord (West Netherlands Basin et le graben de la Ruhr) permet de mieux contraindre l'évolution de cette région. L'analyse de la sédimentation met en évidence la succession de deux périodes extensives anté-tertiaires contemporaines de celles de la Mer du Nord (Trias et début Jurassique supérieur) (Zijerveld et al., 1992). Au Cénozoïque (36 à 0 Ma), le graben de la Ruhr est soumis à une nouvelle phase de rifting vraisemblablement liée à l'activité du ROE. Durant l'évolution cénozoïque, la subsidence plio-quaternaire importante dans le graben de la Ruhr et dans les bassins de la partie sud de la Mer du Nord, est interprétée comme le résultat d'une compression globalement N-S à l'origine de la formation de bassins en pull-apart (Kooi et al., 1991; Zijerveld et al., 1992). Au vu de ces travaux, il est clair que le graben de la Ruhr qui constitue

la manifestation tectonique la plus septentrionale du ROE, a eu une évolution intimement liée à celle du rift de la Mer du Nord. Seule une partie de la phase de rifting cénozoïque peut être mise en relation avec le ROE.

### 1.1.2 Le Rift NO Méditerranéen

Le rift NO Méditerranéen est un système de grabens orienté NE-SO qui s'étend depuis la Provence jusqu'à la fosse de Valence (entre l'Espagne et les Baléares) (Bois, 1993). Au NO, l'extension est limitée par les failles de Nîmes et des Cévennes et la terminaison SE du Massif Central correspond à l'épaule du rift (Fig 2). Les principaux grabens sont, dans le SE de la France, les fossés d'Alès, de Vistrenque, de Marseille et Manosque-Forcalquier, et plus au nord, la fosse de Valence (France). L'épaisseur des sédiments déterminée grâce aux profils sismiques montre un remplissage asymétrique et une géométrie des grabens de type roll-over (Séranne et al., 1995). Dans le Golfe du Lion, la prospection pétrolière a également permis de définir d'autres fossés de même orientation (Gorini et al., 1993). Au niveau de la fosse de Valence, l'asymétrie s'exprime par un ombilic de sédimentation au niveau de la faille majeure située à l'Ouest (Bois, 1993).

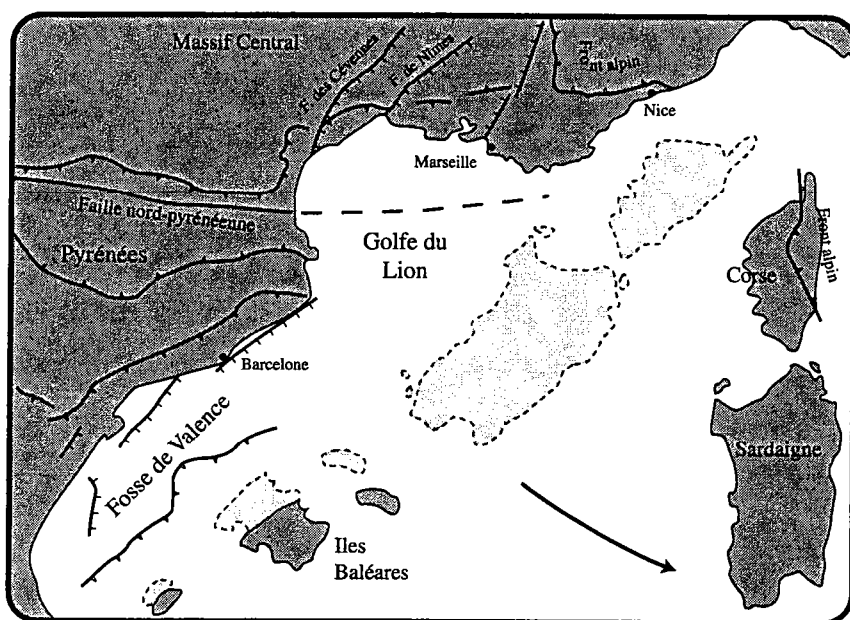


*Figure 2: Carte des différents fossés du rift NO Méditerranéen au niveau du Sud de la France et du Golfe du Lion. D'après Benedicto et al., 1996.*

Du NO vers le SE, les profils ECORS ont mis en évidence une croûte continentale de plus en plus amincie et la présence d'une croûte océanique entre l'ensemble Corso-Sarde et le Golfe du Lion (Burrus, 1984).



Le rift NO Méditerranéen est interprété comme le résultat d'une extension NO-SE qui a débuté au Rupélien supérieur et qui s'est poursuivie jusqu'au début du Burdigalien (Miocène inférieur) (Cavelier, 1984; Maillard et al., 1992; Maerten et Séranne, 1995; Benedicto et al., 1996). Ce rift est associé à la rotation du bloc Corso-Sarde (entre 30 et 18 Ma) et le mode d'extension est comparée à celui d'un bassin arrière-arc. Le moteur du rifting serait alors la subduction située à l'Est de la Corse et de la Sardaigne (Fig 3) (Channel et Mareshal, 1989; Carminati et al., 1998; Séranne, 1999). L'amincissement lithosphérique à l'aplomb du Golfe du Lion et de la fosse de Valence (Espagne) a finalement induit le développement d'un volcanisme alcalin à partir de 10 Ma en périphérie de la fosse de Valence espagnole (Marty et al., 1992).



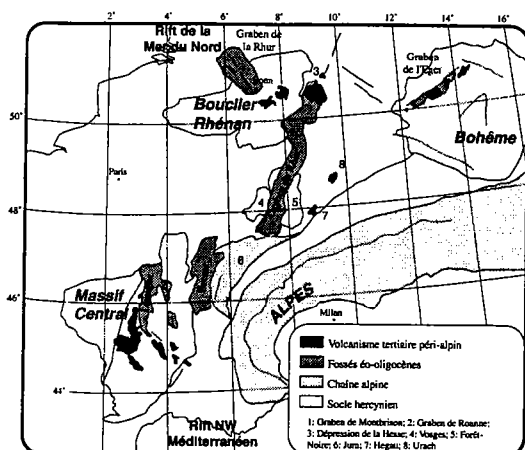
*Figure 3: Représentation schématique de la rotation du bloc Corso-Sarde entre 30 et 18 Ma à l'origine du rift NO Méditerranéen. Cette rotation est interprétée comme le résultat du "Roll back" de la subduction située à l'Est de la Corse et de la Sardaigne.*

Cette évolution générale commune à tout le rift NO Méditerranéen est précédée dans les fossés de Provence (Valence (France), Marseille, Alès) par une période de subsidence qui a débuté à l'Eocène supérieur. Dans ces grabens, deux cycles sédimentaires sont clairement mis en évidence (Cavelier, 1984; Nury, 1988). Le premier est daté entre le Priabonien et le début de l'Oligocène et est rattaché aux prémices de l'extension du rift du Massif Central. Le second se développe entre l'Oligocène moyen et le Miocène inférieur et il est contemporain de la rotation du bloc Corso-Sarde. Ces grabens où l'extension s'est faite en deux épisodes distincts constituent donc l'articulation entre le ROE et le Rift NO Méditerranéen.

## 1.2 Description du ROE

Le Rift Ouest-Européen est un système de grabens formé durant le Cénozoïque et disposé concentriquement autour de l'arc alpin. Cette structure est constituée de trois provinces principales réparties sur plus de 1000 km: le Massif Bohémien, la Province Rhénane et le Massif Central (Fig 4). A l'Est, le Massif Bohémien est un môle hercynien recoupé par un fossé d'effondrement orienté N60E: le graben de l'Eger. Centrée sur le Bouclier Rhénan, la Province Rhénane constitue la seconde structure extensive. Elle est composée des grabens du Rhin, de la Rhur et de la Hesse (Leine). Le graben du Rhin est le fossé le plus important et le mieux étudié. Il est de même orientation (N20E) que la Dépression de la Hesse. Le graben de la Rhur orienté N140E est la terminaison septentrionale du ROE et son interaction avec le rift de la Mer du Nord a été décrite ci-dessus. Enfin, le Massif Central constitue le segment le plus important du Rift Ouest-Européen. Les grabens majeurs sont orientés N-S et correspondent aux fossés de la Limagne, de la Bresse et de Roanne-Montbrison. La terminaison sud du ROE se situe au niveau des grabens de Valence, d'Alès et de Marseille où l'extension liée au Rift NO Méditerranéen a induit la succession de deux cycles sédimentaires.

Les épisodes magmatiques attribuables au ROE sont également répartis concentriquement autour de la chaîne alpine. Les premières éruptions datent du début du Cénozoïque et les pointements volcaniques affleurent depuis la Bohême jusqu'au Massif Central. Cette répartition spatiale fut conservée jusqu'à l'actuel et les éruptions les plus récentes datent du Quaternaire (Eifel, Massif Central). Sur l'ensemble du ROE, le maximum d'activité s'est produit durant le Mio-Pliocène et il a entraîné la mise en place de grandes provinces magmatiques dans le Massif Central, sur le Bouclier Rhénan, et dans l'Egau, l'Urach et la Bohême.



*Figure 4: Carte des différentes parties du ROE. Dans l'ensemble, l'orientation des grabens et le volcanisme tertiaire sont parallèles à l'arc alpin.*

## 2 Objectifs et plan de la thèse

Ce mémoire est articulé autour de 5 chapitres qui ont pour but (i) d'étudier l'évolution et l'origine du Rift Ouest-Européen et (ii) de définir par une approche expérimentale, les modalités d'extension lors du processus de rifting.

Le **Chapitre 1** constitue la base de ce mémoire. Il correspond à une étude détaillée du Rift du Massif Central et du volcanisme cénozoïque de cette province. La mise en évidence de trois périodes distinctes par l'analyse de la répartition spatio-temporelle du volcanisme justifie la segmentation de ce chapitre en trois sous-parties. La **structuration pré-rift** a pour but de déterminer l'évolution du Massif Central avant la période d'extension. La sous-partie **Extension Eocène supérieur à Miocène inférieur et volcanisme associé** correspond à une analyse (i) de la sédimentation du RMC, principalement à partir des données de la bibliographie, (ii) du volcanisme dispersé associé à l'extension et (iii) de la géométrie des grabens et de la structure crustale du Massif Central. Enfin, l'**Evolution "post-rift"** permet de déterminer la répartition de la Phase Volcanique Majeure et de mettre en relation la structuration actuelle du Massif Central et le volcanisme.

Suite aux conclusions du Chapitre 1, le **Chapitre 2** est une synthèse de l'évolution cénozoïque du Rift Ouest-Européen. L'articulation du chapitre est identique à celle du chapitre 1 afin de comparer l'évolution triphasée du RMC avec celle des autres provinces du ROE.

Le **Chapitre 3** présente ensuite la partie expérimentale de ce travail. La géométrie des grabens du ROE ayant été définie dans les chapitres précédents, l'utilisation de modèles analogiques à l'échelle crustale a pour but de déterminer la structure des grabens liés à une évolution de type rifting passif. Les résultats expérimentaux à l'échelle crustale seront comparés à la structure des grabens au niveau de RMC et du Rhin.

Le **Chapitre 4** constitue une interprétation des modalités d'extension à l'échelle lithosphérique déduites de l'étude du ROE et des rifts de la Mer Rouge et de l'Atlantique Nord. Cette étude met en relation nos expériences analogiques à l'échelle crustale avec celles effectuées au Laboratoire de Géosciences Rennes, à l'échelle lithosphérique. Cette synthèse basée sur des exemples naturels et des données analogiques permet de proposer deux modes d'extension différents lors du rifting continental.

Enfin, le **Chapitre 5** est la partie interprétative de ce mémoire. Le ROE étant une structure qui a fait l'objet de nombreux travaux, nous en résumerons les principaux. La relation spatiale entre le ROE et les Alpes qui apparaît au fil des chapitres sera ensuite étudiée. L'interprétation du ROE est finalement basée sur les résultats obtenus depuis le chapitre 1.





# CHAPITRE 1

## ***Le Rift du Massif Central***



## Résumé:

L'étude de la distribution spatio-temporelle du volcanisme du Massif Central permet de distinguer trois phases volcaniques successives réparties depuis la transition Crétacé-Tertiaire jusqu'à l'actuel. La phase de volcanisme dite pré-rift date du Paléo-Eocène. Elle se caractérise par une activité magmatique dont les témoins sont rares et dispersés, principalement localisés dans la partie nord du Massif Central et contemporains d'une surrection. A partir du Priabonien, le Massif Central est soumis à une extension E-O qui affecte essentiellement la partie nord. Les grabens sont orientés N-S et sont, d'Est en Ouest, ceux de la Bresse, de Roanne-Montbrison et de la Limagne. La géométrie de ce système montre une symétrie de miroir centrée sur le graben central de Roanne-Montbrison. La sédimentation est essentiellement continentale mais plusieurs incursions marines rendent compte d'un dépôt au niveau de la mer. De l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, l'extension symétrique à l'origine de la symétrie de miroir, devient asymétrique et se concentre au niveau du graben de la Limagne. Cette évolution est contemporaine du développement d'une phase de volcanisme localisée au sein du graben de la Limagne et à l'aplomb des zones d'amincissement crustal. Ce volcanisme, dit syn-rift, est absent de la partie sud du Massif Central et est le résultat de la fusion du manteau lors de l'amincissement lithosphérique lié à l'extension. L'activité magmatique et la sédimentation cessent au Miocène inférieur et suggèrent un arrêt de l'extension. Cette chronologie des événements avec sédimentation au niveau de la mer, suivie du volcanisme, est compatible avec une évolution de type rift passif. Les données géophysiques montrent que cette phase de rifting n'a pas affecté significativement la partie sud du Massif Central. A partir du Miocène supérieur, la Phase Volcanique Majeure apparaît de façon diachrone entre les parties sud et nord du Massif Central après une absence totale d'activité magmatique et tectonique (i.e. extension). Elle se développe vers 13,5 Ma au Sud, et 5,5 Ma, au Nord. Dans le Sud, l'activité est caractérisée par deux pics de volcanisme datés à 9,5-6 Ma et 3,5-0,5 Ma. Le premier climax entraîne la construction des principales provinces volcaniques dans une aire orientée N100E-110E. Le second pic de volcanisme est commun aux parties nord et sud du Massif Central. Ces deux pics magmatiques sont spatialement et temporellement superposés à des périodes de surrection, responsables de la structuration actuelle du Massif Central. Cette succession d'événements avec volcanisme et surrection, sans sédimentation, est compatible avec le stade initial d'une évolution de type rift actif. Dans le Massif Central, cet épisode de rifting serait le résultat de l'arrivée de matériel mantellique chaud à la base de la lithosphère, mis en évidence par tomographie sismique.

# CHAPITRE 1

## Sommaire

<b><u>Introduction</u></b>	<b>18</b>
1. Présentation du Rift du Massif Central (RMC)	19
2. Caractéristiques du RMC	20
<b><u>Structuration pré-rift</u></b>	<b>23</b>
1. Structure pré-rift du Massif Central	24
1.1 Fracturation et grands ensembles structuraux	24
1.1.1 Les grands ensembles structuraux	24
1.1.2 La fracturation fini-hercynienne	25
1.2 Sédimentation et paléogéographie	32
2. Le volcanisme pré-rift	34
2.1 Localisation et âge du volcanisme	34
2.2 Pétrologie	36
3. Conclusions	37
<b><u>Extension Eocène supérieur à Miocène inférieur et volcanisme associé</u></b>	<b>38</b>
1. La sédimentation dans le Massif Central	39
1.1 Les dépôts du Lutétien	40
1.2 Les dépôts du Priabonien	42
1.2.1 Localisation et caractéristiques des dépôts	42
1.2.2 Implications paléogéographiques et géodynamiques	44
1.3 Le Rupélien inférieur (Sannoisien)	44
1.3.1 Principales zones de subsidence	45
1.3.2 Affinités laguno-marines du Rupélien inférieur	45
1.3.3 Etendue des dépôts détritiques	48
1.3.4 Implications paléogéographiques et géodynamiques	50
1.4 La phase majeure de rifting: le Rupélien supérieur	51
1.4.1 Principales zones de subsidence	52
1.4.2 Caractéristiques des sédiments	52
1.4.3 Implications géodynamiques	60
1.5 Déclin et concentration du rifting: Oligocène supérieur et Miocène inférieur	62
1.5.1 Localisation et description des dépôts	62
1.5.2 La phase de volcanisme dispersé	65
1.5.3 Implications géodynamiques	68
1.6 Sédimentation laguno-marine: Fréquence et origine	69

<b>2. Géométrie des grabens et structure crustale du rift</b>	<b>72</b>
2.1 Structure de la moitié septentrionale	72
2.1.1 Géométrie des grabens	72
2.1.2 Géométrie du Moho	79
2.1.3 Structure crustale de la partie nord	81
2.2 Caractéristiques des grabens de la moitié sud	82
2.2.1 Géométrie des grabens	82
2.2.2 Structure crustale	83
2.2.3 Conclusions	83
<b>3. Modalités de l'extension éo-oligocène</b>	<b>85</b>
3.1 Interprétations précédentes	85
3.2 Age de l'extension	87
3.3 Modalités d'extension du RMC à l'échelle crustale	87
3.3.1 Modèle de rifting	87
3.3.2 Extension symétrique (Eocène supérieur-Oligocène moyen)	88
3.3.3 Extension asymétrique (Oligocène supérieur-Miocène inférieur)	89
3.3.4 Conclusions	89
 <b><u>Evolution "post-rift"</u></b>	 <b>90</b>
1. Introduction	91
2. La Phase Volcanique Majeure (PVM)	92
2.1 Localisation et âge de la PVM	93
2.1.1 Partie sud	93
2.1.2 Partie nord	94
2.2 Interprétation	95
3. Structuration et tectonique "post-rift" du Massif Central	98
3.1 Etude de la partie sud	99
3.1.1 Extrémité sud du Massif Central (Cévennes-Montagne Noire)	99
3.1.2 Zone centrale	100
3.1.3 Conclusions	111
3.2 Etude de la partie nord	113
3.2.1 Fracturation régionale	113
3.2.2 Analyse structurale	120
3.2.3 Conclusions	125
3.3 Synthèse	126
4. Interprétation de l'évolution post-oligocène du Massif Central	127
4.1 Modèle de point chaud	127
4.2 Interprétation de la PVM et de la structuration actuelle	128
4.2.1 Résumé des observations	128
4.2.2 Interprétations	129

## L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central

par OLIVIER MERLE\*, LAURENT MICHON\*, GUY CAMUS\* et ALAIN DE GOER\*

**Mots clés.** – Tectonique, Rift, Massif central, Modélisation analogique.

**Résumé.** – L'évolution oligocène du rift du Massif central (MCR) est abordée par la synthèse et l'interprétation des données géologiques existantes. L'apport respectif de ces différentes données est discuté pour retenir les éléments de premier ordre, qui permettent de proposer une évolution cohérente de l'extension oligocène. L'un des enseignements principaux de cette évolution oligocène est que l'on doit considérer les trois fossés parallèles de la Limagne, de Roanne-Montbrison et de la Bresse comme un ensemble indissociable, dont la géométrie globale reflète les modalités de l'étirement lithosphérique sur cette transversale. Une modélisation analogique de l'extension à l'échelle crustale, dans le cadre de l'hypothèse d'un rifting passif, permet de mieux comprendre la disposition des fossés d'effondrement et la symétrie générale du système.

### Oligocene extensional processes along the northern transect of the Massif central rift (France)

**Key words.** – Tectonic, Rift, Massif Central, Analogue modelling.

**Abstract.** – The process of extension in the Massif Central Rift (MCR) is discussed through the synthesis of available geological data. The MCR is 200 km wide and its overall geometry is best described as two opposite half-grabens arranged on both sides of a smaller symmetrical graben. This striking mirror symmetry is thought to result from the Oligocene extension during which sedimentation took place. Volcanism occurred later during the Miocene and is restricted to the west of the whole extensional province. Analogue modelling reveals that the geometry of the sedimentary basins may be interpreted in term of failure of the brittle upper-part of the lithospheric mantle during passive rifting. The most significant data strongly suggest that the initiation of the rift is due to farfield stresses acting on the lithosphere (i.e. stress-generated or passive rift) and does not result from an ascending mantle plume (i.e. plume-generated or active rift).

#### ABRIDGED ENGLISH VERSION

##### Introduction

The Massif Central Rift (MCR) is part of the west-European rift system that formed during the Tertiary. It corresponds to an extensional province composed of three principal sedimentary basins from the Sillon Houiller in the west to the Jura mountains in the east. These three sedimentary basins display an overall north-south trend and the sedimentation area is 200 km wide along an east-west transect (fig. 1). Two of these north-south basins are themselves as wide as the Rhine graben, which is located northward of the MCR beyond the Rhine-Saone transform zone (fig. 1). Its width far exceeding the 35-40 km wide Rhine graben, the MCR appears to be a diffuse rift whose genesis needs to be explained. The goal of this paper is to propose a tectonic history of the MCR explaining the formation of sedimentary basins at crustal scale during the Oligocene.

##### Geological constraints

The MCR is best described by three main grabens oriented north-south (fig. 1). Seismic data [Morange *et al.*, 1971; Bergerat *et al.*, 1990; Truffert *et al.*, 1990] reveal a remarkable symmetry on either side of the centre of the central graben. Both eastern and western basins are two half-grabens resulting from two listric faults facing in opposite directions, whereas the central graben is roughly symmetric (fig. 2 and 3). This overall symmetry is reinforced by the distribution of Lower and Middle Oligocene marine sediment occurrences. These are found in both the eastern and western basins but not in the central graben (table I). Likewise, only 500 m of sediments accumulated in the central grabens during this period, inferior to thicknesses in the western (2000 m) and eastern (1200 m) half-grabens. This symmetrical pattern came to a halt in the upper Oligocene during which the sedimentation remained very active in the western half-graben while there was a lull in central and eastern basins (table I).

Oligocene sedimentation lacked accompanying volcanism. Volcanism started in the Miocene and was restricted to the west of the MCR, from the central graben in the east to the Sillon Houiller in the west. It was associated with uplift, together with the end of the period of sedimentation, along the western part of this northern transect of the MCR.

Wilson and Downes [1991] have shown that primary magmas can be modelled by two component mixing : (i) an asthenospheric component resulting from a mixture of DM and HIMU endmembers for which there is no need to invoke the existence of a deep mantle plume and (ii) a lithospheric component created by the interaction of the ascending magma with the old Variscan lithosphere. The depth at which partial melting occurred would be in the range 80-110 km [Mergoill et Boivin, 1993; Granet *et al.*, 1995b].

Seismic data reveal that the Moho (fig. 4) is at 26 km depth in the west and 29 km in the east [Truffert *et al.*, 1990; Zeyen *et al.*, 1997], indicating a thinning of the crust to 23.3 km and 27.5 km below the western and eastern half-grabens,

\* Département des Sciences de la Terre, Univ. B. Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand.  
Manuscrit déposé le 1<sup>er</sup> décembre 1997; accepté après révision le 4 mai 1998.



## **The evolution of the Massif Central Rift: Spatio-temporal distribution of the volcanism**

Laurent MICHON and Olivier MERLE

**Abstract:** Spatial-temporal distribution of the volcanism in the Massif Central area shows that three magmatic phases can be defined, each of them being characterized by different volumes and different locations. The first event, called the pre-rift magmatic event, is very scarce and restricted to the north of the Massif Central. It is suggested that it could result from lithospheric bending of European lithosphere ahead of the incipient alpine chain during the Paleocene. The second event, called the rifting magmatic event, is located in the north of the Massif Central only and is spatially connected with zones of high crustal thinning (i.e. The Limagne graben). It immediately follows Oligocene graben formation and associated sedimentation, and is represented by more than 200 scattered monogenic edifices. This second event can be attributed to partial melting as a consequence of lithospheric thinning that affected the north of the Massif Central during the rifting event. The lack of volcanism in the south at the same period of time is probably related to the very slight lithospheric thinning during the Oligocene. The third event, called the major magmatic event, started first in the south in the upper Miocene about 15 Ma, after the end of the sedimentation. It is unrelated with any extensional event and can be attributed to late thermal erosion along the base of the lithosphere, as suggested by tomography data. The same thermal erosional process reached the north of the Massif central following a pause in volcanism of about 6 Ma after the rifting magmatic event.

Article paru au *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2001, t.172, n°2, pp 201-211.



# Introduction





## 1 Présentation du Rift du Massif Central (RMC)

Le RMC est le segment le plus important du ROE. Situé dans la partie orientale du Massif Central, entre le Sillon Houiller et les Alpes, le RMC s'étend sur plus de 200 km d'Est en Ouest et 300 km du Nord au Sud. Les principaux fossés d'effondrement se situent dans la moitié nord du Massif Central et sont globalement orientés N-S (Fig 5). Au Nord, le rift est bordé par le Bassin parisien et par le seuil de Bourgogne. La limite septentrionale correspondrait à une zone transformante reliant le Sud du graben du Rhin au Nord du RMC (Bergerat, 1985). Au Sud, la terminaison du rift présente une forte interaction avec le Rift NO Méditerranéen (cf. Introduction Générale). Même s'il est évident que les grabens ayant eu une évolution double ont une histoire commune avec ceux du RMC, il est clair que leurs caractéristiques (géométrie et sédimentation) ont été très perturbées par la formation du Rift NO Méditerranéen. De plus, au Sud de la bordure méridionale du Massif Central, la présence jusqu'à 35-40 Ma de reliefs et de structures liés à la chaîne pyrénéenne, a vraisemblablement conditionné la création des grabens et la sédimentation dans les aires subsidentes.

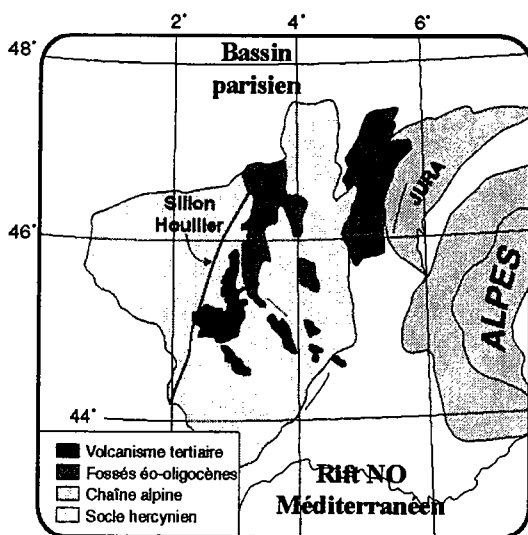


Figure 5: Carte géologique schématique localisant le rift du Massif Central.

L'étude du RMC n'intégrera donc pas les fossés provençaux car leur évolution est principalement liée au rift NO Méditerranéen. Parmi les fossés ayant eu une évolution double, seul le graben de Valence (France) où l'histoire liée au RMC semble dominer celle du rift NO Méditerranéen, sera décrit dans ce chapitre.

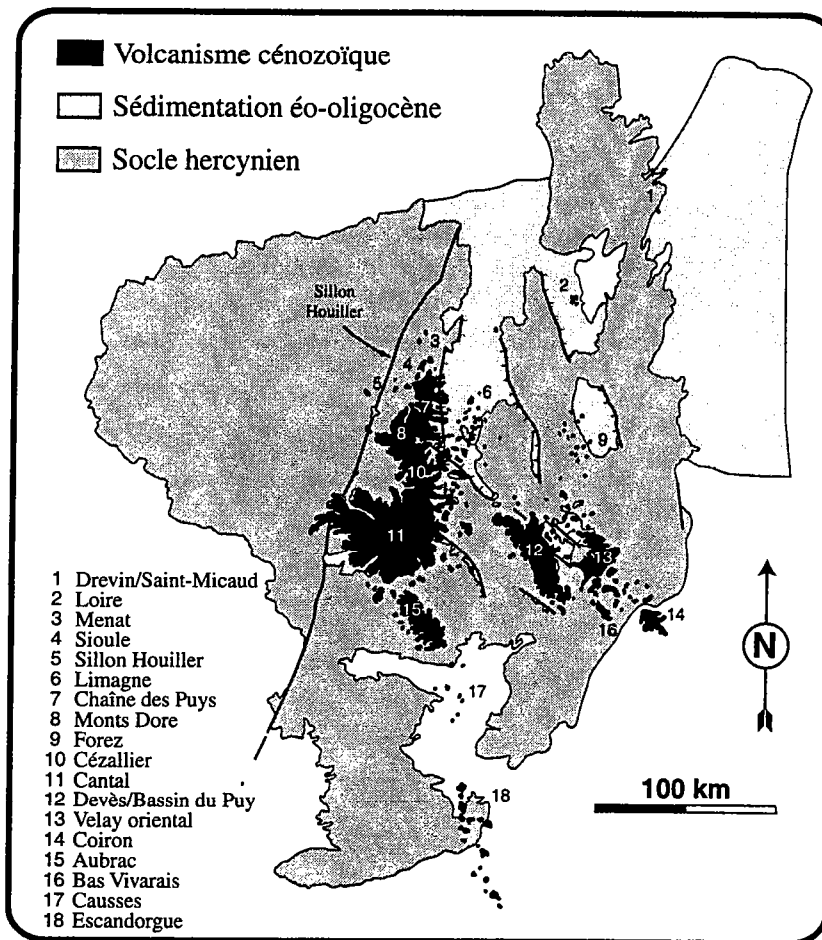
## 2 Caractéristiques du RMC

Dans la zone d'étude définie ci-dessus, la présence de grands fossés d'effondrement et d'un magmatisme très développé ont fait du RMC un sujet d'étude privilégié depuis plus d'un siècle (Fig 5). Dans les différents travaux, certaines caractéristiques telles que le diachronisme entre la formation des grabens et le développement du volcanisme sont généralement admises. En revanche, l'origine de chaque événement (rift et volcanisme) et leur relation sont toujours très controversées.

Pour la plupart des auteurs, l'extension serait le résultat (i) de la collision N-S de l'Afrique et de l'Europe (e.g. Tapponnier, 1977; Chorowicz et Deffontaines, 1993), (ii) d'une extension E-O induite par le déplacement du pôle de rotation Afrique/Eurasie vers l'Atlantique sud (e.g. Bergerat, 1985).

Le développement du volcanisme depuis le début du Cénozoïque jusqu'au Quaternaire (65 Ma à l'actuel) dans la zone de rifting est également un phénomène mal compris. Les manifestations les plus septentrionales affleurent au niveau de Drevin et Saint-Micaud sur la bordure orientale du Morvan (Fig 6). Au Sud, la limite du volcanisme lié au RMC est mal établie car cette région a été fortement influencée par le Rift NO Méditerranéen. Si l'on se restreint au volcanisme du Massif Central, la province de l'Escandorgue et sa continuité jusqu'à Agde constituent les manifestations les plus méridionales du RMC. D'Est en Ouest, le magmatisme se développe de la bordure orientale du Massif Central (Coiron), jusqu'au Sillon Houiller (Fig 6). Les principales provinces magmatiques se sont construites dans la partie centrale du Massif Central, formant de grands plateaux basaltiques linéaires (Aubrac et Devès) et des stratovolcans (Cantal et Monts Dore).

L'ensemble de ce volcanisme a pu être daté grâce à de nombreuses campagnes de géochronologie. L'obtention des datations a tout d'abord permis d'individualiser et de classer le volcanisme en provinces magmatiques caractérisées par des périodes d'activité plus ou moins longues (Goër et Mergoïl, 1971; Brousse, 1974, Maury et Varet, 1980; Mergoïl et Boivin, 1993). Ces compilations ont ensuite mis en évidence deux phases magmatiques différentes. Le volcanisme anté-rift paléo-éocène et le volcanisme post-rift, Miocène inférieur à actuel.

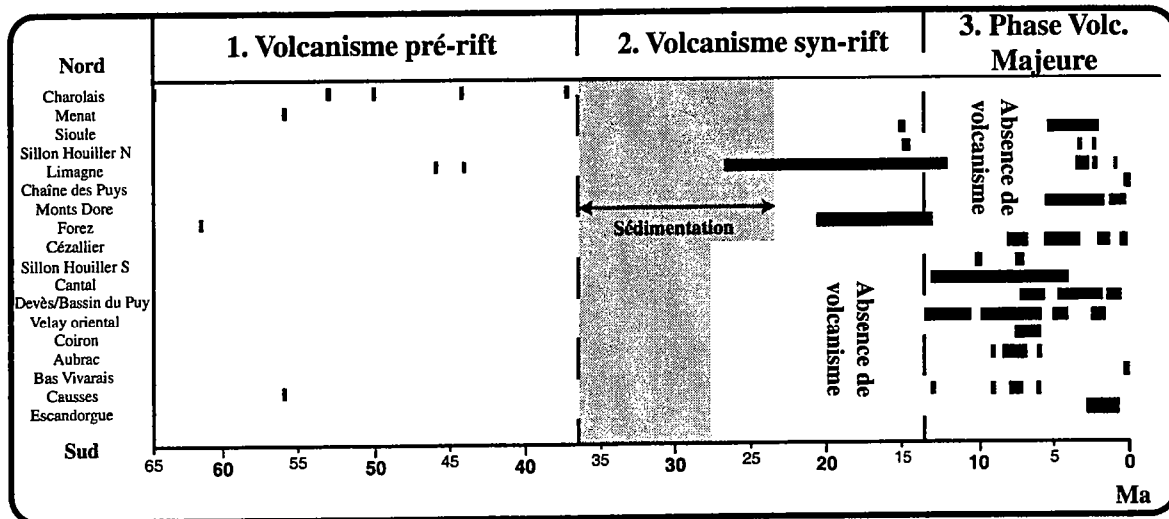


*Figure 6: Carte du volcanisme tertiaire du Massif Central. Les manifestations les plus excentrées correspondent à une activité dispersée, alors que dans la partie centrale les éruptions ont entraîné la construction de grands stratovolcans (Cantal, Monts Dore) et de vastes plateaux basaltiques (Aubrac, Devès).*

Cette distinction du volcanisme en deux phases peut être précisée en compilant les différentes datations dans un tableau où les provinces sont classées géographiquement du Nord au Sud. De plus, l'intégration dans le tableau de la période de sédimentation liée à l'extension aide à visualiser les liens entre les phases tectoniques et le volcanisme. Un tel classement permet pour la première fois de distinguer trois phases de volcanisme réparties de manière non homogène (Fig 7): **le volcanisme pré-rift, le volcanisme du rift et la Phase Volcanique Majeure.**

Le volcanisme pré-rift est extrêmement timide et est situé principalement au Nord du Massif Central. L'"épisode de rifting" comprend la période de sédimentation suivie d'une phase volcanique dispersée au niveau de la Limagne et du Forez. Enfin, le dernier épisode magmatique apparaît de façon diachrone au Sud d'abord dans une région vierge de

volcanisme (exceptée un affleurement pré-rift) et au Nord ensuite après une absence de volcanisme de 7-8 Ma. Finalement, cette compilation laisse entrevoir une différence d'évolution tectonique entre les parties nord et sud du RMC.



**Figure 7:** Tableau de la répartition spatio-temporelle du volcanisme. La phase pré-rift correspond à une quinzaine d'éruptions ponctuelles et dispersées. L'"épisode de rifting" comprend la période de sédimentation et le volcanisme dispersé localisé uniquement au Nord, dans le graben de la Limagne et le Forez. La Phase Volcanique Majeure apparaît tout d'abord dans la partie sud, puis dans la partie nord après une interruption totale de volcanisme. Pendant cette période magmatique, près de 90% du volume magmatique du Massif Central est émis.

Cette distinction en trois épisodes successifs constituera le fil conducteur de ce chapitre (et de ce mémoire). Nous aborderons tout d'abord l'évolution pré-rift. Le but sera de déterminer la structuration et la géodynamique pré-rift du Massif Central. L'épisode de rifting sera ensuite étudié afin de définir les modalités d'extension, les conséquences de l'extension et les relations entre le rift et le volcanisme dispersé. Enfin, l'étude de la Phase Volcanique Majeure, couplée à une analyse tectonique (MNT et terrain) aura pour but de déterminer l'origine du magmatisme et de la structuration actuelle du Massif Central.

# Structuration pré-rift

# 1 Structure pré-rift du Massif Central

Le Massif Central est au même titre que le Massif Armoricaïn, la Galice, les Ardennes, l'ensemble Vosges-Forêt Noire et la Bohême, un des vestiges de l'orogénèse varisque qui a duré globalement du Dévonien jusqu'au Permien. Durant cette période, le Massif Central a été soumis à une ou plusieurs phases d'épaississement puis à une extension généralisée durant laquelle ont sédimenté les bassins houillers carbonifères le long de failles de transfert (e.g. Sillon Houiller) (Burg et al., 1990). Cette évolution complexe a entraîné la formation de grands ensembles structuraux souvent limités par des accidents tectoniques majeurs.

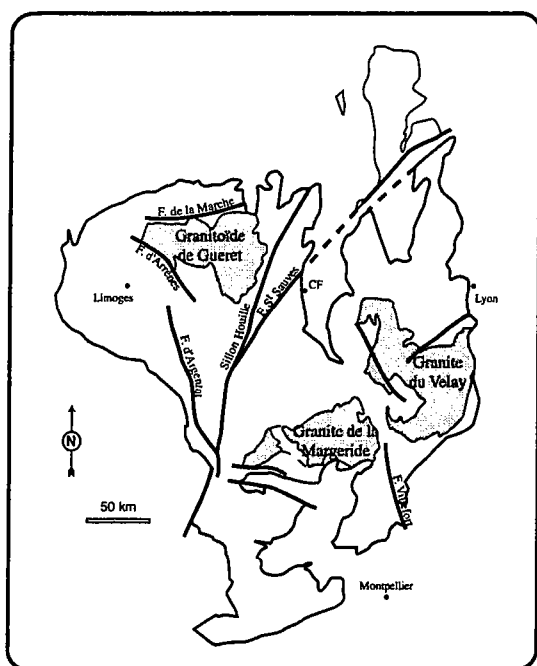
Un des buts de ce mémoire étant de définir la géométrie des fossés éo-oligocènes, il est important d'étudier dans le détail la fracturation fini-hercynienne pour évaluer leur rôle potentiel dans le contrôle des structures extensives.

## 1.1 Fracturation et grands ensembles structuraux

Le Massif Central est constitué dans sa majeure partie de roches plutoniques et métamorphiques dont l'âge de mise place et la structuration varient selon les différentes zones géographiques.

### 1.1.1 Les grands ensembles structuraux

Le bâti hercynien est formé de grandes provinces métamorphiques recoupées par de nombreux plutons granitiques. Dans notre zone d'étude (à l'Est du Sillon Houiller), les roches métamorphiques sont principalement représentées par des métapelites et des gneiss, et par le groupe leptyno-amphibolitique. Au niveau de la Margeride et du Cézallier, la foliation est principalement orientée N130-140E. Vers le Sud, elle devient N80E au contact du granite de la Margeride. Immédiatement à l'Est du Sillon Houiller, l'orientation tend à se paralléliser à cette faille pour atteindre une direction moyenne N0-20E.



*Figure 8: Carte schématique des principales failles hercyniennes et des trois ensembles granitoïdiques majeurs.*

Le nombre de plutons granitiques dans le Massif Central dépasse la centaine et ils recouvrent actuellement 50% de la surface. Parmi ces plutons, trois ensembles granitiques majeurs peuvent être définis (Fig 8). A l'Ouest du Sillon Houiller, le granitoïde de Guéret s'est mis en place vers  $356 \pm 10$  Ma (Berthier et al., 1979) et il correspondrait à une activité plutonique syn-orogénique. A l'Est du Sillon Houiller, les deux provinces granitiques majeures sont d'Ouest en Est les granites de la Margeride et du Velay. Le premier est un laccolite de près de 5 km d'épaisseur qui s'est mis en place vers  $323 \pm 12$  Ma (Couturié et al., 1979) et le second est un dôme d'anatexie résultant de la fusion crustale (entre 298 et 270 Ma) lors du rééquilibrage thermique de la chaîne (Caen-Vachette et al., 1982). Ces deux massifs importants sont contrairement à celui de Guéret, des témoins de l'intense activité plutonique datée de la fin de l'orogène varisque et caractérisée par une phase de démantèlement et d'extension (Pin et Duthou, 1990).

### **1.1.2 La fracturation fini-hercynienne**

#### **Champs de failles**

Lors de l'activité tardi-hercynienne d'âge Carbonifère supérieur et Permien, le Massif Central a été soumis à différents jeux de contraintes qui ont induit la création et le jeu des principales failles visibles actuellement dans le socle (Fig 8). Dans notre zone d'étude, la fracturation du socle a fait l'objet de nombreux travaux de géologie structurale ayant pour but



de déterminer la succession des événements tectoniques entre l'Hercynien et l'actuel (Burg et Etchecopar, 1980; Dutarte, 1981; Vergely et Blanc, 1981; Burg et al., 1982; Gros et al., 1982; Bergerat, 1985; Feybesse, 1987; Harrib Al Hasmi et al., 1987). Ces différents auteurs ont mesuré les caractéristiques des plans de failles du socle (direction, pendage, sens de déplacement, pitch des stries,...) et ont calculé des tenseurs de contraintes à l'origine de la fracturation, conduisant ainsi à proposer une succession de phases tectoniques.

D'après Bergerat (1985, p165), *"l'analyse structurale sur les bordures de la plaine du Forez a permis la reconnaissance des épisodes tectoniques tertiaires et pro-partie antérieurs, la majorité de la fracturation hercynienne étant cicatrisée par des remplissages, altérée et/ou remobilisée lors des phases ultérieures"*. Selon Burg et Etchecopar (1980), suite à une étude similaire de la fracturation dans la région de Brioude, *"aucun des tenseurs proposés ne donne de direction de compression qui puisse s'intégrer au champ de compression tardi-hercynien. Bien que des directions de failles héritées de cet épisode soient évidentes, nous sommes amenés à penser qu'aucune strie mesurée ne se rattache à cet événement paléozoïque; en raison, sans doute, d'une profonde altération et minéralisation des plans de failles"* (p399). Ces deux exemples semblent indiquer que les stries mesurées ne peuvent être hercyniennes, mais qu'elles résultent d'activités tectoniques mésozoïques et/ou cénozoïques. Cependant, dans une région voisine (Laroquebrou, NO Cantal), Feybesse (1981) a déterminé grâce à une étude structurale similaire, une origine hercynienne à tardi-hercynienne des failles et des stries. Dans une autre portion de la chaîne hercynienne, en Galice (Espagne), une fracturation de même type a été décrite et elle a également été interprétée par les auteurs comme étant le résultat d'une compression tardi-hercynienne (Burg et Iglesias Ponce de Leon, 1985).

De tels résultats contradictoires posent un problème essentiel qui consiste à déterminer de façon directe ou indirecte l'âge (i.e. les conditions de températures) de formation de stries d'une certaine composition minéralogique sur un plan de faille. Les observations de terrain effectuées dans le socle hercynien lors de cette thèse (région des Couzes au Sud de Clermont-Ferrand), nous ont permis de constater que l'immense majorité des plans de failles présentant des marqueurs de déplacement sont caractérisés par de grandes stries pluri-centimétriques de quartz sub-horizontales indiquant une composante décrochante importante. Cette observation est en accord avec celle effectuée par Burg et Etchecopar (1980) dans la région de Brioude, où *"85% des stries correspondent à un jeu en décrochement"* (p397). Bergerat (1985) qui a travaillé sur le socle bordant les grabens de Roanne et Montbrison a également obtenu des pourcentages comparables avec 80% de failles décrochantes.

D'après Burg et Etchecopar (1980) et Bergerat (1985), les stries décrochantes mesurées dans le socle auraient été formées postérieurement au Paléozoïque et résulteraient de deux épisodes compressifs datés de l'Eocène et du Miocène. Cependant:

1. La formation de stries de quartz sur un plan de faille nécessite des températures d'environ 270°C (Power and Tullis, 1989). Si elles ne sont pas contemporaines d'une activité hydrothermale riche en silice, ces stries se forment en profondeur (entre 7 et 10 km pour un gradient géothermique normal).

2. La proportion de stries décrochantes (80 à 85%) sur les failles conjuguées interprétées comme post-hercyniennes, suggérerait une évolution mésozoïque et cénozoïque à dominante compressive. La géomorphologie montre cependant que le socle a conservé un caractère de pénéplaine de la fin du Paléozoïque au début du Cénozoïque (Le Griel, 1988) et le faible volume de sédiments détritiques en bordure du Massif Central suggère une faible érosion liée à des reliefs peu importants. Ainsi, les épisodes compressifs post-paléozoïques auraient paradoxalement induit la formation ou le rejeu de failles, sans décaler les structures hercyniennes ni bouleverser la topographie. Il est également surprenant que seulement 15% des stries mesurées en bordure des grabens éo-oligocènes présentent un jeu normal. En effet, il apparaît à la vision de la carte géologique au 1 000 000<sup>ème</sup> que l'épisode extensif est un événement majeur qui a engendré les structures tectoniques les plus importantes actuellement visibles dans la partie nord du Massif Central.

3. L'étude de la fracturation effectuée dans les sédiments oligocènes de la Limagne (Carbon, 1992; Françon, 1996; Michon, 1997) n'a jamais révélé de faille décrochante ou inverses.

Les trois points développés ci-dessus suggèrent fortement que:

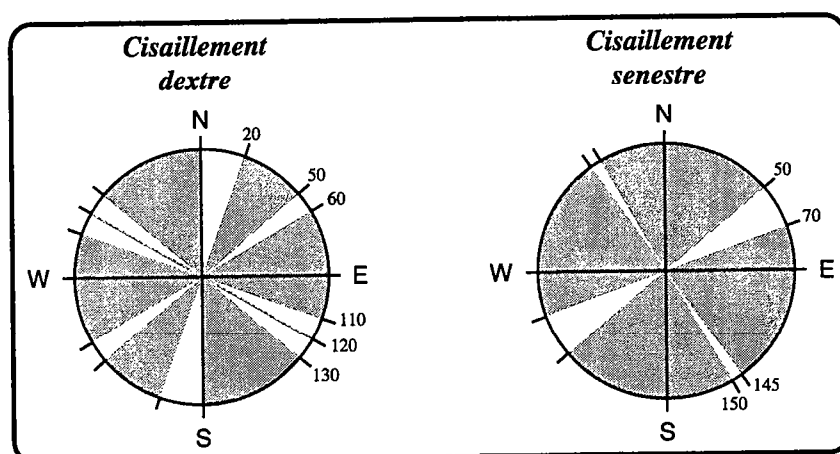
- ◆ Les stries de quartz indiquant un jeu en décrochement se sont formées pendant les compressions hercyniennes et/ou tardi-hercyniennes. En effet, les conditions de température et d'enfouissement nécessaires à leur création n'ont pu être réalisées à l'Eocène car la présence de sédiments contemporains, à la même altitude ou quelques 200 m au-dessus des failles mesurées, prouve que les conditions de température étaient celles de sub-surface.

- ◆ La phase de compression miocène décrite dans le socle dans de nombreux travaux de microstructurale (Burg et Etchecopar, 1980; Dutartre, 1981; Gros et al., 1982; Bergerat,

1985; Blès et al., 1989) n'a probablement pas affecté le cœur du Massif Central car aucune faille inverse ou en décrochement n'a été mesurée dans les sédiments oligocènes.

♦ L'extension éo-oligocène a relativement peu affectée le socle hercynien en dehors des grabens majeurs d'orientation N-S (moins de 15 à 20% de la fracturation totale) et l'état de fracturation du Massif Central avant le rifting était un héritage de l'histoire paléozoïque. Ceci confère une importance toute relative aux événements cénozoïques par rapport à l'évolution paléozoïque.

Finalement, notre étude ne remet pas totalement en cause la succession des différentes phases tectoniques depuis la fin de l'orogène hercynien, mais elle montre que les marqueurs tels que les stries de quartz utilisés dans le socle pour définir les phases de déformation ne sont pas adaptés aux conditions mésozoïque et cénozoïque du Massif Central. De plus, la fracturation et les sens de cisaillement interprétés comme le résultat des compressions éocènes et miocènes au sein des roches hercyniennes, peuvent très bien s'expliquer par les différents jeux de contraintes qui se sont succédés durant les périodes varisques et tardi-varisques; comme le montre la compilation des fractures hercyniennes à tardi-hercynienne qui couvrent presque toutes les directions dans des zones absolument indemnes de l'extension oligocène (Feybesse, 1981, 1987; Blès et al., 1989) (Fig 9). Notre étude soulève également le problème de l'étude des failles du socle et tend à montrer qu'un traitement automatique de calcul des tenseurs de contraintes ne peut se faire sans une étude géologique adéquate.



**Figure 9:** Orientations de la fracturation tardi-hercyniennes en fonction du sens de cisaillement. Les zones en blanc indiquent les orientations pour lesquelles la fracturation hercynienne n'a pas été signalée. Etabli d'après les données de Feybesse (1981, 1987) et de Blès et al. (1989).

### Caractéristiques de la fracturation hercynienne

L'analyse microstructurale effectuée dans la région des Couzes permet de décrire et de caractériser la fracturation qui affecte le socle hercynien. Suite à la discussion ci-dessus, cette étude a pour but de soustraire à la fracturation totale du socle, les failles s'étant créées à des profondeurs importantes (i.e. à l'Hercynien) dans le but de déterminer la fracturation plus récente.

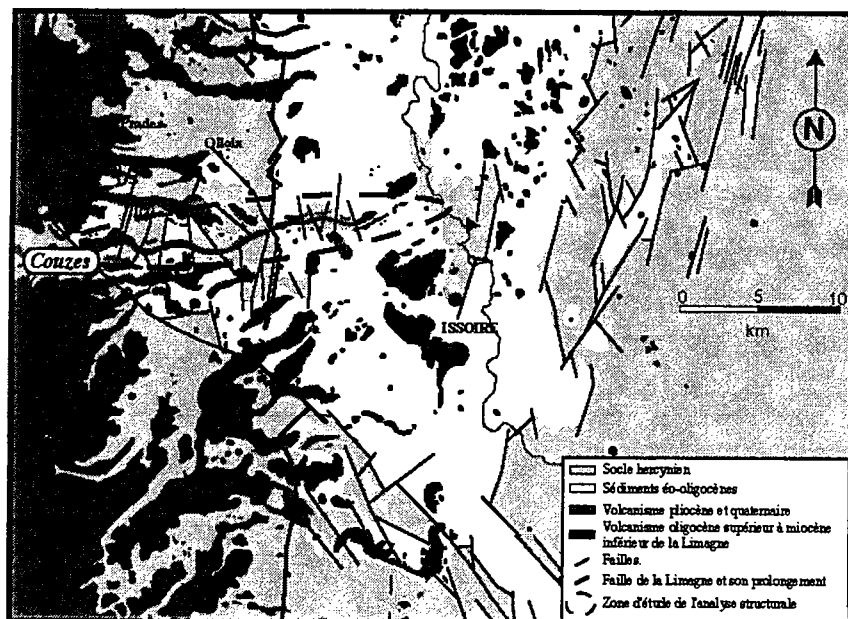


Figure 10: Carte de localisation des affleurements étudiés lors de l'analyse structurale.

L'étude structurale a été réalisée sur le granite tardi-hercynien affleurant en de nombreux endroits le long de la Couze Chambon (Fig 10). La mesure systématique des plans de failles présentant ou non des stries, montre deux faisceaux majeurs orientés N10-30E et N120-130E (Fig 11). La description des marqueurs de déplacements et des plans de faille a ensuite permis de définir deux populations de failles.

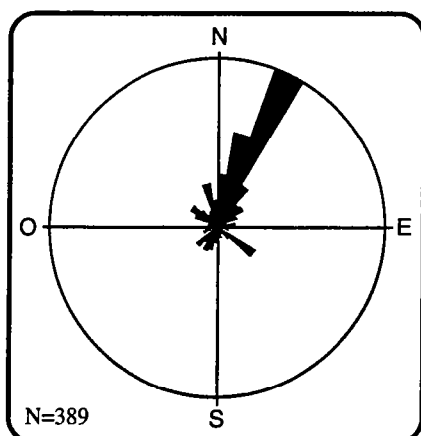


Figure 11: Diagramme en rose de la fracturation affectant le socle hercynien dans la région des Couzes. L'analyse structurale met en évidence un pic N10-30E fortement dominant et un second faisceau orienté N120-130E. Le rayon correspond à 18% des données.

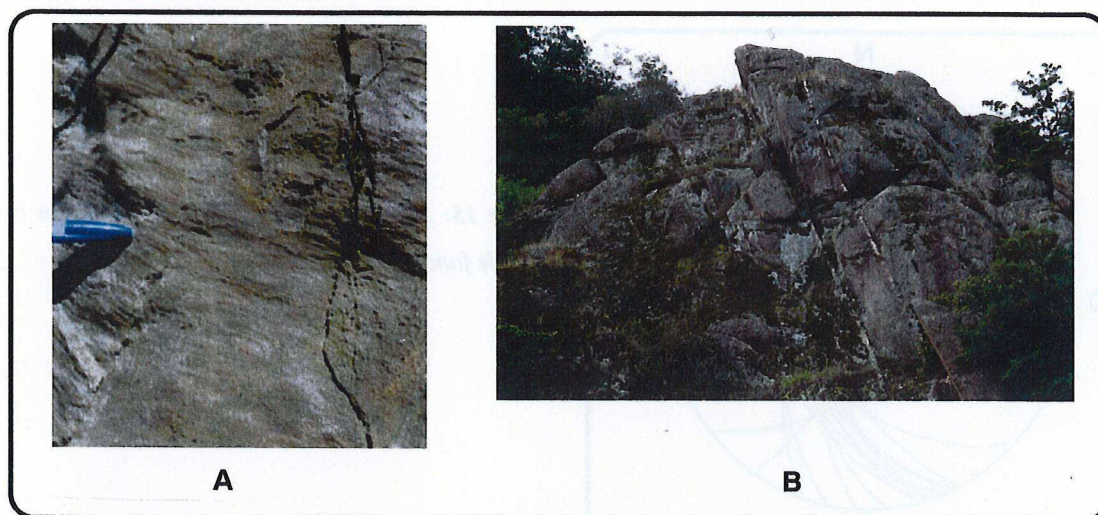
Les failles de la première famille sont largement majoritaires (80 à 85% de la totalité des failles). Elles sont caractérisées par (i) une déformation ductile associée au fonctionnement de la faille, (ii) des stries sub-horizontales de quartz indiquant une importante composante décrochante (Fig 12a), et/ou (iii) la présence de filons de micro-granite hercynien injectés dans ces failles (Fig 12b). L'orientation de ces accidents est hétérogène malgré une distribution des failles sur près de 360°. En effet, les faisceaux méridiens et N20-40E regroupe près de 50% des failles (Fig 13). Les faisceaux secondaires sont orientés N120-130E et N70-80E.

La seconde famille de failles regroupe les accidents tectoniques qui présentent l'une ou plusieurs des caractéristiques suivantes. La déformation est toujours cassante. Lorsque le jeu de la faille est limité, le plan n'est pas bréchifié, et lorsqu'il est important, l'accident se matérialise par une cataclase. Les plans de failles sont parfois marqués par des stries verticales millimétriques qui remobilisent les oxydes de Fer (Fig 14a). Enfin, certaines failles sont associées en conjuguées avec des pendages à 60°, indiquant une contrainte principale  $\sigma_1$  verticale (Fig 14b). Dans la région des Couzes, les failles de la deuxième famille sont principalement orientées selon un faisceau N10-30E (Fig 15).

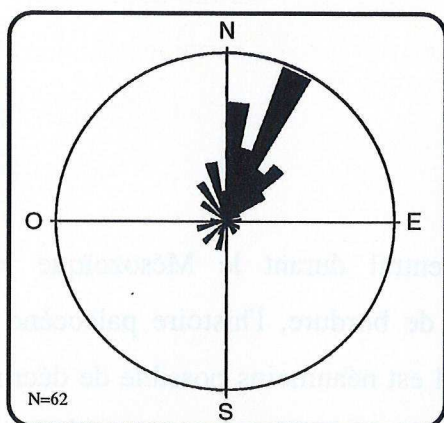
Nous interprétons les failles de la première famille comme étant le résultat de l'orogénèse hercynienne. En effet, si certaines se sont clairement formées à l'hercynien car elles ont été empruntées par les micro-granites tardi-hercyniens, les autres se sont formées à des profondeurs suffisantes pour remobiliser le quartz (>7 km). La comparaison de l'orientation des failles hercyniennes de la région des Couzes avec celle de la région de Laroquebrou, montre que les accidents hercyniens sont orientés selon trois faisceaux principaux: méridiens, N20-40E et N120-140E.

La seconde famille de failles est en revanche postérieure à l'hercynien. La régularité des pendages autour de 60°, l'orientation N10-30E dominante, la présence de stries verticales et la formation de conjuguées suggèrent que ces accidents se sont créés lors d'une extension approximativement E-O.

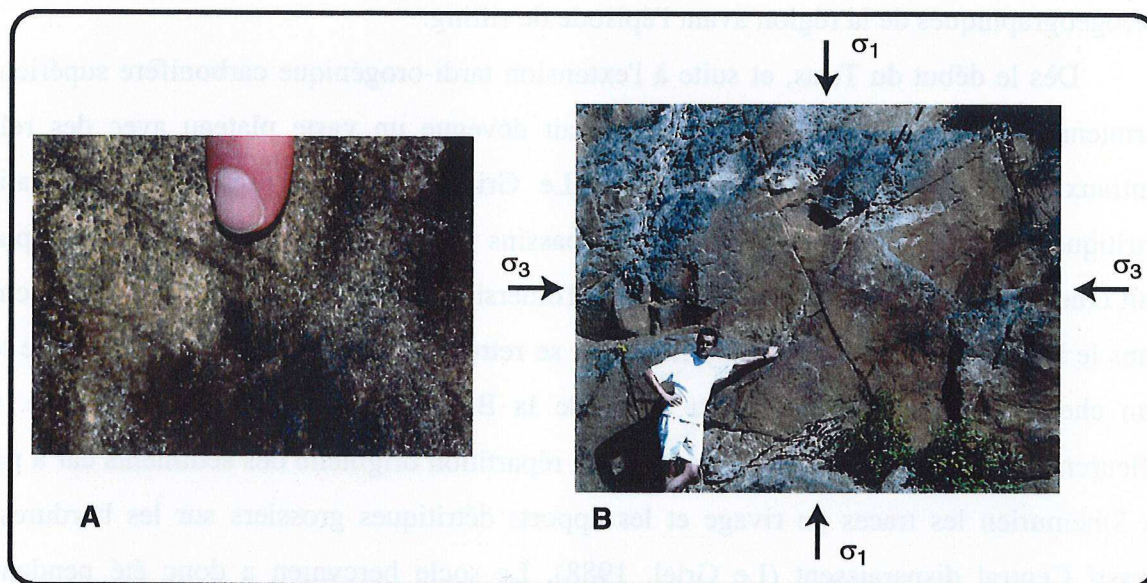




**Figure 12:** A) Photo de stries caractéristiques sur les plans de failles hercyniens. B) Photo de filons tardy-hercynien d'aplite intrudé dans des failles N20E entre Champeix et Neschers.

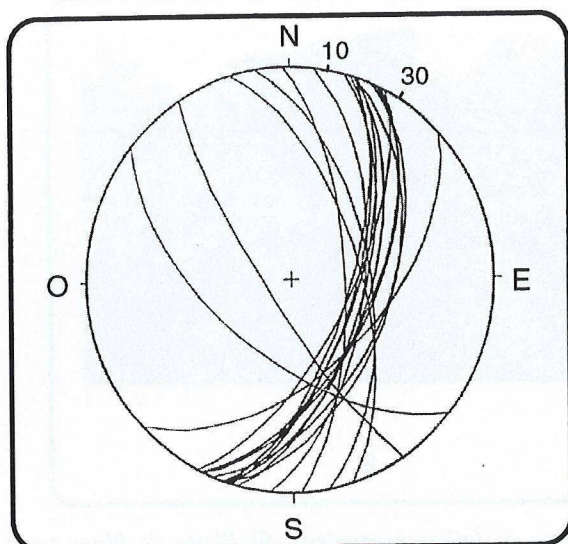


**Figure 13:** Rose diagramme de la répartition des failles de la première famille dans la région des Couzes. Le rayon correspond à 18% de la population de failles.



**Figure 14:** A) Stries millimétriques d'oxyde de Fer parallèles au plan de plus grande pente sur un plan de faille orienté N20E avec un pendage de 60° vers l'Est. B) Formation de failles conjuguées orientée N20E suggérant une contrainte principale  $\sigma_1$  verticale et une contrainte principale  $\sigma_3$  approximativement E-O.





*Figure 15: Stéréogramme des failles attribuées à la seconde famille.*

## 1.2 Sédimentation et paléogéographie

Si l'évolution paléogéographique du Massif Central durant le Mésozoïque est relativement bien décrite grâce à l'étude des sédiments de bordure, l'histoire paléocène à éocène inférieur reste quant à elle très mal documentée. Il est néanmoins possible de décrire les grandes lignes de l'évolution du Massif Central afin de déterminer les caractéristiques paléogéographiques de la région avant l'épisode de rifting.

Dès le début du Trias, et suite à l'extension tardi-orogénique carbonifère supérieur et permienne, l'ancienne chaîne hercynienne était devenue un vaste plateau avec des reliefs centraux et de vastes plaines en bordure (Le Griel, 1988). La présence de formations détritiques sur le socle hercynien et dans les bassins périphériques indique que la pénéplaine était émergée. Au Jurassique, l'immersion ou l'émersion de la pénéplaine est encore discutée. Dans le Massif Central, les dépôts jurassiques se retrouvent au niveau des Causses et le long d'un chenal plus ou moins continu allant de la Bresse jusqu'au bassin de Roanne. Ces affleurements ne reflètent probablement pas la répartition originelle des sédiments car à partir du Sinémurien les traces de rivage et les apports détritiques grossiers sur les bordures du Massif Central disparaissent (Le Griel, 1988). Le socle hercynien a donc été pendant le Jurassique très proche du niveau de base (faiblement émergé ou immergé). Au Crétacé, d'importants volumes de sables vont se déposer dans les bassins périphériques au Massif Central (Bassins Parisien et Aquitain, fosse Vocontienne). Cette sédimentation détritique



indique sans ambiguïté une émergence du socle hercynien. Les estimations de volume permettent de déterminer une épaisseur maximum de substratum érodé (entre 150 et 200 m) (Le Griel, 1988).

Au Paléocène, l'émergence amorcée pendant le Crétacé s'accroît. La bordure sud du Massif Central est soumise au début du Vitrolien (65-60 Ma) à une érosion localisée qui induit la sédimentation de dépôts détritiques grossiers sur les contreforts de la Montagne Noire, et la formation de cônes alluviaux au Nord de Montpellier (Cavelier, 1984; Le Griel, 1988). Des données de traces de fission effectuées sur apatite dans les Cévennes suggèrent également une surrection de cette région à partir du début du Paléocène (Claire Mock, comm. pers.; Barbarand, 1999). Dans la partie sud-est du Bassin de Paris, les données gravimétriques montrent l'existence de rides crustales concentriques se traduisant par une ondulation du Moho (Fig 10 dans Lefort et Argawal, 1996). La profondeur de base de croûte est maximum sous le Bassin de Paris et elle devient minimum sous un arc reliant le Nord du Massif Central et les Vosges. Ces rides parallèles au front alpin sont interprétées comme le résultat d'un flambage lithosphérique vers 60 Ma qui s'est traduit par une ceinture de surrection du Massif Central aux Vosges (Fig 12 dans Lefort et Argawal, 1996).



## 2 Le volcanisme pré-rift

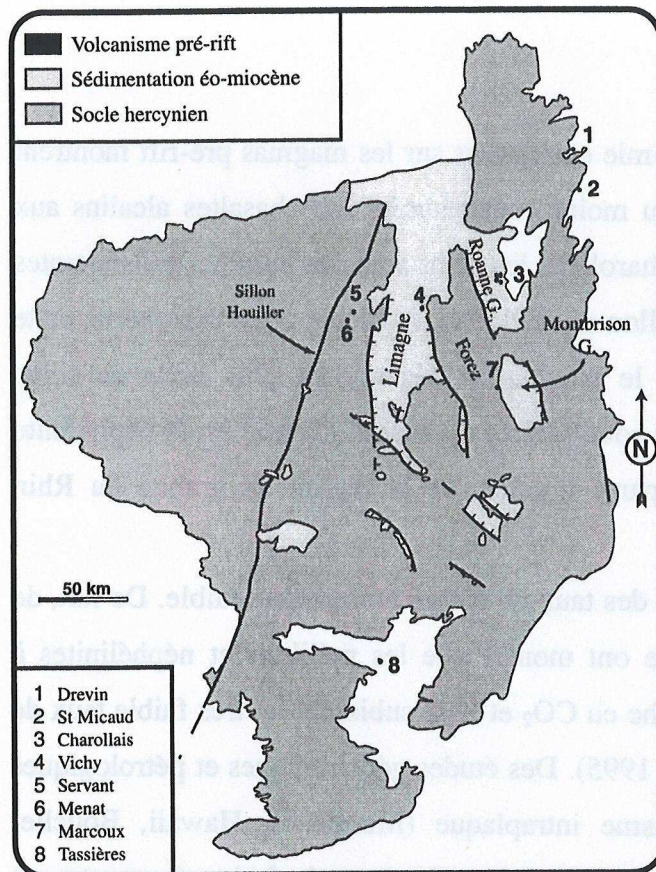
La première activité magmatique pré-rift du Massif Central (post-Paléozoïque) s'est manifestée au Jurassique moyen ( $155 \pm 6$  Ma) au niveau des Causses (Baubron et al., 1978). Cette éruption, unique dans le Massif Central, reste mal expliquée d'un point de vue géodynamique mais elle peut être corrélée à l'évolution thétisienne et l'ouverture du bassin Ligure immédiatement à l'Est.

A partir du début du Paléocène, une phase de volcanisme commune à l'Europe péri-alpine apparaît sur le socle hercynien et les sédiments jurassiques. Dans le Massif Central, cet événement consiste en l'édification d'une quinzaine de volcans monogéniques répartis sur 35 000 km<sup>2</sup> à l'Est du Sillon Houiller (Fig 16).

### 2.1 Localisation et âge du volcanisme

Le volcanisme pré-rift n'est pas réparti de façon homogène dans le Massif Central. De fait, à l'exception d'un seul pointement volcanique, les différentes éruptions se sont toutes déroulées dans la partie nord. L'activité la plus septentrionale est représentée par le basalte de Drevin (NE du Creusot). Géographiquement, ce volcan peut être associé à celui de Saint Micaud qui affleure une vingtaine de kilomètres plus au Sud. Les âges de mise en place déterminés avec la méthode K/Ar sont respectivement 36,7 et 49,6 Ma pour les volcans de Saint Micaud et Drevin (Bellon et al., 1974). Dans le graben de Roanne, quelques dykes de basaltes alcalins affleurent de façon dispersée en intrusion dans les sédiments jurassiques. Les différents âges K/Ar obtenus montrent un étalement de l'activité magmatique pendant 20 Ma (entre 44,5 et 64,5 Ma), soit en moyenne une éruption tous les 5 Ma. Sur la bordure orientale de la Limagne, le volcanisme pré-rift est représenté par un seul volcan à l'Est de Vichy daté à 45,8 Ma (Brousse et Lefevre, 1990).





*Figure 16: Carte de localisation des différentes manifestations du volcanisme pré-rift. Les sédiments éo-oligocènes et les grabens sont représentés à titre indicatif afin de faciliter la localisation.*

Deux autres témoins d'une activité magmatique sporadique ont été datés sur le socle hercynien entre le Sillon Houiller et la faille de la Limagne. Ce sont le maar de Menat et le dyke de Champomier. Le premier a fait l'objet d'une étude multidisciplinaire afin de définir, la structure profonde du volcan, la pétrologie du magma et l'âge des roches (Vincent et al., 1977). La datation K/Ar moyenne à 56 Ma est compatible avec l'âge de la faune observable dans les sédiments paléocènes (Kedves, 1967; Russel, 1967). Quelques kilomètres au N-E, le dyke de Champomier daté à 44 Ma fait partie d'un ensemble de trois filons qui recoupent le microgranite varisque. Enfin, le dernier affleurement pré-rift de la partie nord du Massif Central se situe sur la bordure orientale du Forez. La lave avait été anciennement datée à 49,8 Ma par la méthode K/Ar mais cet âge a récemment été ré-évalué par une nouvelle datation à 62 Ma avec la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Lenoir et al., 2000).

Le seul témoin daté d'une activité magmatique pré-rift dans la partie sud du Massif Central se situe au NW de Séverac-le-Chateau, au hameau des Tassières. Ce volcan recoupe les formations jurassiques et il affleure sous la forme d'un neck de petite taille dont l'âge à 57 Ma attribue cette éruption au Paléocène (Baubron et al., 1978).



## 2.2 Pétrologie

Les études de pétrologie et de géochimie entreprises sur les magmas pré-rift montrent clairement que ces laves sont toutes plus ou moins sous-saturées (des basaltes alcalins aux néphélinites à mélilites). En Bourgogne et Charollais, les laves sont des basaltes mélanocrates alcalins sous-saturés et des basanitoïdes (Bellon et al., 1974). A Menat et en périphérie, cette composition est guère différente même si le magma est légèrement plus riche en silice (Vincent et al., 1977). Enfin, la roche la plus sous-saturée du Massif Central est la néphélinite à mélilite de Marcoux que l'on peut comparer à celles de la région du graben du Rhin (Hernandez, 1976).

La composition des magmas suggère des taux de fusion du manteau faible. De fait, de récents travaux de pétrologie expérimentale ont montré que les mélilites et néphélinites à mélilite se forment à partir d'un manteau riche en  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  subissant un très faible taux de fusion ( $<<5\%$ ) (Edgar, 1987 ; Wilson et al., 1995). Des études géochimiques et pétrologiques effectuées sur des exemples de magmatisme intraplaque (Marquises, Hawaii, Bouclier Rhénan, rift Kenyan) ont également permis de déterminer des taux de fusion du manteau à l'origine des basanites (2 à 4 %) et basaltes alcalins (5 à 8%) (Clague et Frey; 1982; Wederpohl, 1985; Liotard et al., 1986; Auchapt et al; 1987). Ces valeurs doivent cependant être considérées comme des ordres de grandeur car la détermination d'un taux de fusion nécessite de nombreuses hypothèses.



### 3 Conclusions

L'évolution pré-rift du Massif Central a donc été marquée par trois grandes périodes:

#### 1. *"L'héritage hercynien"*

Il est caractérisé par le développement d'une fracturation intense du socle liée à la succession de contextes compressifs, transpressifs et transtensifs. Cet événement se termine par la création d'une pénéplaine induite par le démantèlement de la chaîne.

#### 2. *Le Mésozoïque*

Cette période conserve et accentue la pénéplaine hercynienne. La faible érosion et/ou l'immersion sporadique du socle indique que la surface topographique était toujours proche du niveau de base.

#### 3. *Le Paléocène*

Le Paléocène correspond à une rupture dans l'évolution du Massif Central. A partir de 65 Ma, il apparaît simultanément un bombement de grande longueur d'onde et un très faible volcanisme dispersé en avant de la chaîne alpine.

## 3 Conclusions

L'évolution géométrique du Massif Central a donc été marquée par trois grandes périodes :

### 1. "L'épisode hercynien"

Il est caractérisé par le développement d'une tectonique intense du socle liée à la succession de contextes compressifs, transpressifs et tensionnels. Cet événement se termine par la création d'une péninsule isolée par le démantèlement de la chaîne.

### 2. Le Mésozoïque

Cette période conserve et accentue la péninsule hercynienne. La faible érosion avant l'immersion sporadique du socle indique que la surface topographique était toujours proche du niveau de base.

### 3. Le Paléocène

Le Paléocène correspond à une rupture dans l'évolution du Massif Central. A partir de 65 Ma, il apparaît simultanément un bombement de grande longueur d'onde et une forte tectonique volcanique dispersée en avant de la chaîne alpine.

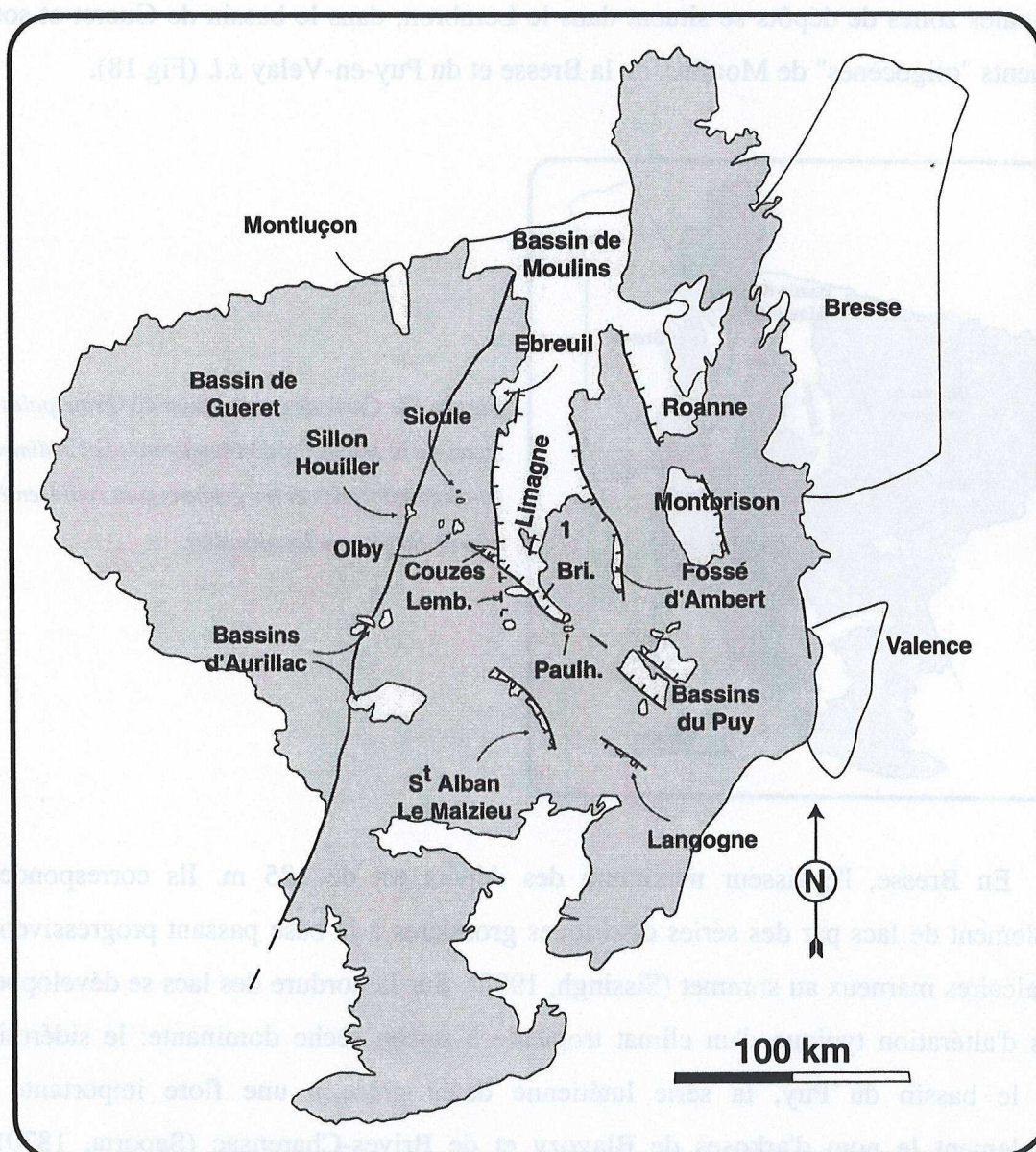
# **Extension Eocène supérieur à Miocène inférieur et volcanisme associé**



# Extension Eocène supérieur à Miocène intérieur et volcanisme associé

# 1 La sédimentation dans le Massif Central

A partir de l'Eocène supérieur et jusqu'au Miocène inférieur, le Massif Central est sujet à une extension généralisée qui va engendrer la formation des nombreux grabens répertoriés dans la Figure 17.



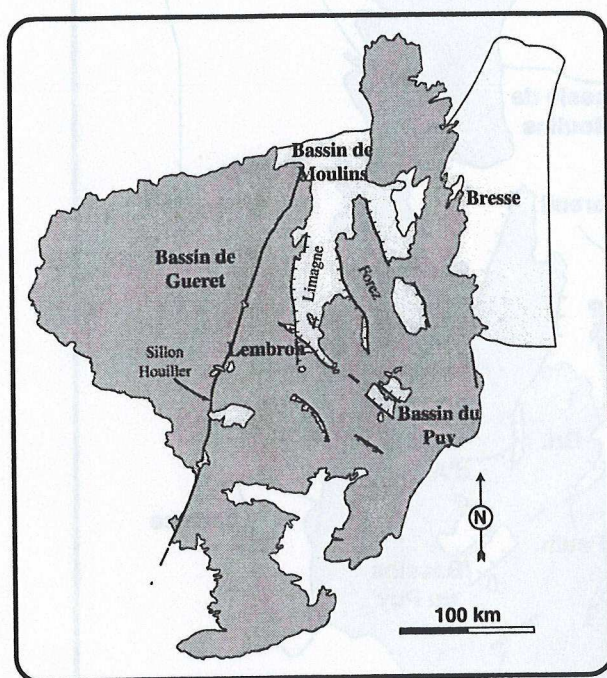
**Figure 17:** Carte de localisation des différents grabens formés lors de l'extension éocène supérieur à miocène inférieur. 1: fossé de Saint Dier d'Auvergne; Bri: Brioude; Lemb: Lembron; Paulh: Paulhaguet.



## 1.1 Les dépôts du Lutétien

Les premiers sédiments cénozoïques reposant directement sur le socle du Massif Central datent de l'Eocène moyen. Leur répartition de part et d'autre du Sillon Houiller et leur âge en font des dépôts relativement mal calés dans un contexte géodynamique global. En effet et contrairement aux sédiments oligocènes, ces formations affleurent dans des zones généralement peu marquée par la subsidence, en dehors des grabens principaux.

Le début de cette sédimentation est datée de la limite Cuisien-Lutétien et les principales zones de dépôts se situent dans le Lembron, dans le bassin de Gueret et sous les sédiments "oligocènes" de Moulins, de la Bresse et du Puy-en-Velay *s.l.* (Fig 18).

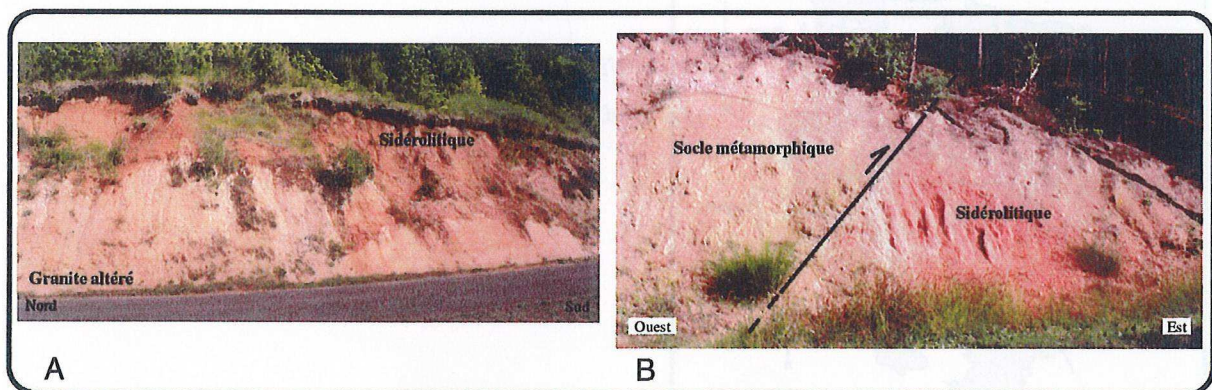


*Figure 18: Carte de localisation des principales zones de la sédimentation lutétienne. Les sédiments éo-oligo-miocènes et les grabens sont représentés afin de faciliter la localisation.*

En Bresse, l'épaisseur maximum des dépôts est de 125 m. Ils correspondent au comblement de lacs par des séries détritiques grossières à la base passant progressivement à des calcaires marneux au sommet (Sissingh, 1998). Sur la bordure des lacs se développent un faciès d'altération typique d'un climat tropical à saison sèche dominante: le sidérolitique. Dans le bassin du Puy, la série lutétienne datée grâce à une flore importante porte généralement le nom d'arkoses de Blavozy et de Brives-Charensac (Saporta, 1870). Les caractéristiques sédimentologiques sont globalement identiques à celles de la Bresse et l'épaisseur totale du dépôt n'excède jamais 60 m (Girod et al., 1979). Dans ce bassin, l'abondance de conglomérats, de stratifications entrecroisées et obliques dans les sédiments



détritiques indiquent un milieu de dépôt fluviatile relativement agité. De plus, la présence de micas dans les grès et arkoses suggère un transport assez bref. La sédimentation du bassin de Gueret est globalement identique à celle du Puy-en-Velay. La base des dépôts est datée de la limite Cuiso-Lutétien et leur épaisseur totale est d'environ 60 m (Hottin et al., 1991). Seule cette série sédimentaire est localisée à l'Ouest du Sillon Houiller. Dans le bassin de Montluçon où la sédimentation totale (Oligocène inclus) ne dépasse pas 100 m d'épaisseur, des dépôts détritiques basaux d'âge Bartonien moyen à supérieur ont été mis en évidence (Turland et al., 1990). Dans le Lembron, les dépôts sidérolitiques qui affleurent à la faveur d'une érosion importante résultent pour partie de l'altération *in situ* du socle hercynien (Fig 19a). Sur la bordure sud du graben de Brioude, des formations similaires affleurent sous la série oligocène ou en bordure des failles (Fig 19b). Enfin, les dépôts les plus importants datés par charoflore et palynoflore du Lutétien au Bartonien sont ceux rencontrés lors de sondages dans le bassin de Moulins (Riveline et al., 1988). La pile sédimentaire atteint très localement 580 m d'épaisseur et elle est composée de deux séries détritiques successives.



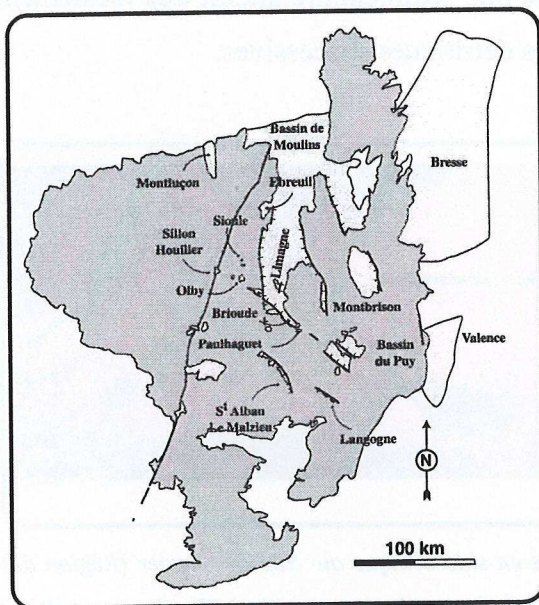
**Figure 19:** A) Photo montrant l'altération du socle granitique en sidérolitique au Sud de Saurier (Région des Couzes). Dans le Massif Central, ce phénomène d'altération s'est principalement produit à l'Eocène sous climat tropical à saison sèche dominante. B) Contact par faille entre le sidérolitique et le socle métamorphique sur la D20 entre Paulhac et La Baraque. La géométrie de la faille sera discutée ultérieurement.

L'importance de la sédimentation lutétienne varie donc fortement selon les régions étudiées. La présence systématique de sédiments détritiques grossiers à la base des dépôts suggère une érosion de reliefs relativement importants. Dans les différents bassins, le passage progressif de la base au sommet de formations détritiques à des niveaux argilo-marneux peut s'expliquer par une érosion continue de reliefs devenant de moins en moins accentués.



## 1.2 Les dépôts du Priabonien

La sédimentation priabonienne (Eocène supérieur) s'est mise en place directement sur le socle hercynien ou sur les dépôts lutétiens précédent (Fig 20). Plus développés ou mieux conservés que la sédimentation lutétienne, les dépôts priaboniens sont reconnus dans la plupart des futurs fossés d'effondrement. Leur lithologie et leur puissance varient selon les localités et nous nous limiterons à une description générale des dépôts permettant de les intégrer dans un modèle géodynamique global. Il est important de préciser qu'une grande partie de ces formations est dépourvue d'élément de datation et que les différents auteurs les attribuent à une période éocène supérieur-oligocène inférieur (Couturié, 1972; Aubert et al., 1982; Goër et al., 1990; Hottin et al., 1991).



*Figure 20: Carte de localisation des principales aires de sédimentation des dépôts priaboniens.*

### 1.2.1 Localisation et caractéristiques des dépôts

Les sédiments d'âge Priabonien sont préservés au sein de nombreux bassins dont la géométrie est principalement liée à une tectonique postérieure. Lorsque la pile sédimentaire est suffisamment développée, leur âge a pu être déterminé grâce à des travaux de paléontologie. En revanche, dans les fossés de Langogne, de Saint-Alban-sur-Limagnole et du Malzieu, au Sud, et dans les bassins du Sillon Houiller, d'Olby et de la Sioule, au Nord, l'âge strictement Eocène supérieur n'a pas été clairement établi. Cependant, l'analyse de la flore et la palynologie indique que ces sédiments se sont déposés à partir de l'Eocène supérieur (Couturié, 1972; Hottin et al., 1989; Goër et al., 1990). Enfin, les fossés de Brioude et

d'Ambert sont comblés par une importante série sédimentaires dont l'âge n'est pas déterminé. L'analogie entre les sédiments du fossé d'Ambert et ceux des bassins de Saint-Dier et de l'Ouest-Livradois semble néanmoins indiquer une sédimentation priabonienne.

Dans les différents fossés, la sédimentation est principalement détritique et résulte le plus souvent de la remobilisation des produits d'altération de socle hercynien. Les dépôts de base sont composés de grès et sables argileux rouges et plus rarement de conglomérats (Glangeaud, 1913; Desprairies, 1963; Couturié, 1972; Gorin, 1975; Hottin, 1989; Goër et al., 1990; Ech-cherif-el-kettani, 1996; Sissingh, 1998).

Dans les petits fossés (Langogne, Le Malzieu, St-Alban, Paulhaguet, Sillon Houiller, Sioule, Olby et Montluçon), la série sédimentaire se limite à ces niveaux détritiques fins et grossiers. Dans la plupart des cas, les sédiments ont été protégés au contact des failles ou par des formations volcaniques tertiaires. Au Nord du Puy, dans le fossé de Montbrison, les dépôts priaboniens ont été mis en évidence grâce à un niveau faunistique important englobé dans des sédiments détritiques grossiers (Ech-cherif-el-kettani, 1996).

Dans les régions fortement subsidentes, la nature des sédiments évolue progressivement vers des termes chimiques plus ou moins bien exprimés. En Bresse où la subsidence est importante (650 à 700 m de dépôts), deux séries différentes se développent indépendamment. Dans la partie nord, la sédimentation marno-calcaire à passées ligniteuses témoignerait d'un milieu laguno-lacustre alors qu'au Sud, le dépôt d'une série évaporitique est interprété comme le résultat d'arrivées marines (Sissingh, 1998). Ce type de dépôt existe également dans la fosse de Valence dans laquelle 240 m d'évaporites sont accumulées (Cavelier, 1984; Curial, 1988). La présence d'un prisme détritique sur les bordures sud de la Bresse et du fossé de Valence serait liée à une communication méridionale avec la mer (Curial et al. 1988; Sissingh, 1998).

Dans le bassin du Puy, une série gypsifère s'est également mise en place au sein d'argiles et de marnes. Le dépôt gypsifère semble avoir été confiné à quelques zones subsidentes qui ont été depuis entièrement exploitée (Girod et al., 1979). D'un point de vue paléontologique, les fossiles de mammifères du Mont Anis ont permis de corréliser cette sédimentation au niveau de Montmartre, typique du Priabonien (Rey, 1971; Cavelier et Roger, 1980).

En Limagne, le Priabonien marque le début d'une subsidence importante. Dans la fosse de Riom, la série détritique passe rapidement à des niveaux marno-calcaires et évaporitiques dans lesquels les indices palynologiques suggèrent l'absence de relief prononcé (Gorin, 1975).

En périphérie de cet ombilic de sédimentation où toute la pile sédimentaire n'a toujours pas été datée, les dépôts sont uniquement détritiques et leur épaisseur décroît régulièrement. Sur la bordure occidentale du Livradois, ces dépôts détritiques sont formés de sables feldspathiques rouges-verts plus ou moins argileux et ils sont préservés dans de petits grabens kilométriques (e.g. Saint-Dier-d'Auvergne, Sugères). Enfin, dans le bassin de Moulins, le Priabonien n'a pas été reconnu directement. Cependant, la présence d'une séquence de 22 à 81 m d'épaisseur intercalée entre les dépôts du Lutétien-Bartonien et le sommet de l'Oligocène inférieur peut s'interpréter comme une sédimentation priabonienne limitée (Riveline et al., 1988). La série à dominante marno-détritique se termine dans la partie centrale du bassin par des termes calcaires.

### **1.2.2 Implications paléogéographiques et géodynamiques**

La répartition des dépôts priaboniens montre tout d'abord qu'à partir de cette époque se sont formées de nombreuses zones subsidentes réparties presque exclusivement à l'Est du Sillon Houiller. Dans la partie sud, l'importance de la sédimentation éocène supérieur est inconnue car elle a pu être fortement érodée suite au dépôt.

Au Priabonien, le Massif Central est également caractérisé par des reliefs peu importants (Gorin, 1975) où des "chenaux" de sédimentation reliaient les régions subsidentes. Les exemples de la Sioule et du Sillon Houiller en sont une bonne illustration car les sédiments préservés sous les coulées de laves plio-pléistocènes semblent dessiner une communication avec la Limagne (Glangeaud, 1913).

Enfin, cette époque marque le début d'une subsidence sensible localisée dans la partie nord du Massif Central et principalement au sein des futurs grabens "oligocènes" (i.e. grabens de Limagne et de Bresse). Dans un tel contexte de subsidence, les formations évaporitiques en Bresse, dans la fosse de Valence et au Puy en Velay peuvent s'expliquer par une communication avec la mer située plus au Sud.

## **1.3 Le Rupélien inférieur (Sannoisien)**

Dans la littérature et les échelles stratigraphiques, le terme Sannoisien en tant qu'unité stratigraphique tend à être de moins en moins utilisé. De fait, ce sous-étage a été défini à la fin du XIX<sup>ème</sup> (Munier-Chalmas et Lapparent, 1893) dans le Bassin Parisien pour qualifier des formations essentiellement continentales renfermant des assises saumâtres et/ou marines

(Cavelier et Roger, 1980; Nury, 1988). Dans le Massif Central, cette terminologie est ambiguë car on retrouve ce type de dépôts depuis la base de l'Oligocène jusqu'à l'Oligocène supérieur. L'Oligocène se subdivise classiquement en Rupélien (inférieur et supérieur) et Chattien (Oligocène supérieur) et c'est en ces termes que je qualifierai l'âge de la sédimentation.

### **1.3.1 Principales zones de subsidence**

Durant le Rupélien inférieur, la subsidence importante initiée au Priabonien se poursuit en Limagne et en Bresse. D'après Sissingh (1998), elle entraîne dans le graben de la Bresse le dépôt de sédiments évaporitiques au Sud et marneux au Nord. Sur les bordures nord et sud du fossé, on retrouve respectivement des dépôts détritiques fins et grossiers, et un prisme deltaïque s'interstratifiant dans les niveaux à gypse (Curial et al., 1988; Sissingh, 1998). Cette description des sédiments d'âge Rupélien inférieur peut être précisée grâce aux différents travaux portant sur les formations évaporitiques de la Bresse méridionale (Curial et al., 1988; Busson et al., 1992). Tout d'abord, l'épaisseur des dépôts est d'environ 400 m et les sédiments sont composés d'argilites de base et de deux épisodes salifères (E4 et base de E3) (Busson et al., 1992). Dans la partie nord de la Bresse, la sédimentation marneuse est interprétée comme le résultat d'un paléoenvironnement lacustre. En Bresse méridionale, les séries évaporitiques ont des concentrations en Brome typiques d'une affinité marine (Moretto, 1987). L'origine de la salinité serait due à une communication avec la mer au Sud (Sissingh, 1998).

En Limagne, l'étude palynostratigraphique effectuée par Gorin (1975) permet de définir une épaisseur de dépôt de 850 m dans la fosse de Riom (sommet de la séquence A et séquence B). Cette pile sédimentaire est principalement constituée d'évaporites interstratifiées dans des marnes et des calcaires. Dans les autres parties de la Limagne, la subsidence est nettement moins prononcée et la sédimentation s'enrichit en éléments détritiques.

### **1.3.2 Affinités laguno-marines du Rupélien inférieur**

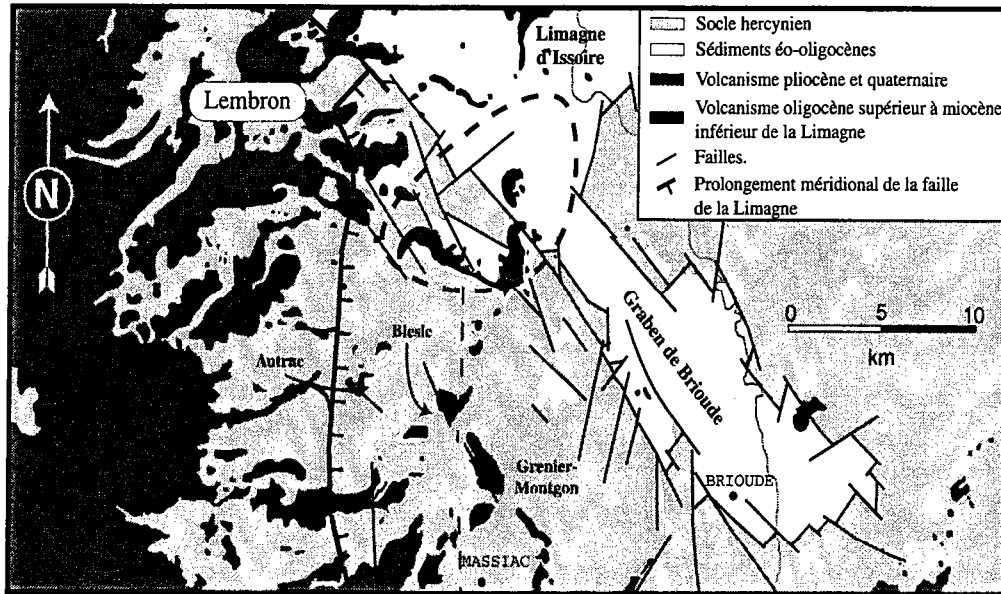
Les témoins d'incursions marines dans le Massif Central sont connues de longue date (Giraud, 1902, Dollfus, 1923; Dangeard, 1933). On les retrouve dans différents bassins et ils permettent de démontrer dans un premier temps que la sédimentation s'est effectuée au niveau de la mer. A l'exception de la Bresse, les principaux dépôts laguno-marins datant du Rupélien

inférieur se situent dans la fosse de Valence, le bassin du Puy, le Lembron, les Couzes et la Limagne.

Dans la fosse de Valence, les sédiments sont de nature évaporitique et leur épaisseur est relativement limitée (80 m) (Cavelier, 1984). Dans le bassin du Puy, la sédimentation d'âge Rupélien inférieur est datée grâce au gisement mammalogique de Ronzon (niveau-repère mammalien MP 21) (Boule, 1892, Bodergat et al., 1999). Les sédiments sont des sables et argiles vertes passant latéralement à des niveaux marno-calcaires porteurs de fossiles. Cette pile sédimentaire synthétique montre des variations locales avec des passées gréseuses et un retour des argiles sableuses vertes au-dessus des calcaires et marnes à faune de Ronzon (Girod et al., 1979). Au Sud du Puy-en-Velay et au sein de cette série à dominante détritique, des témoins d'incursions marines tels que de la glauconie, des foraminifères et des débris d'échinodermes ont récemment été décrits (Turland et al., 1994). Ce dépôt est actuellement sujet à discussion car il pourrait résulter d'une sédimentation détritique porteuse de glauconie et de la faune à foraminifères et échinodermes (Poidevin J.L., comm. Pers.).

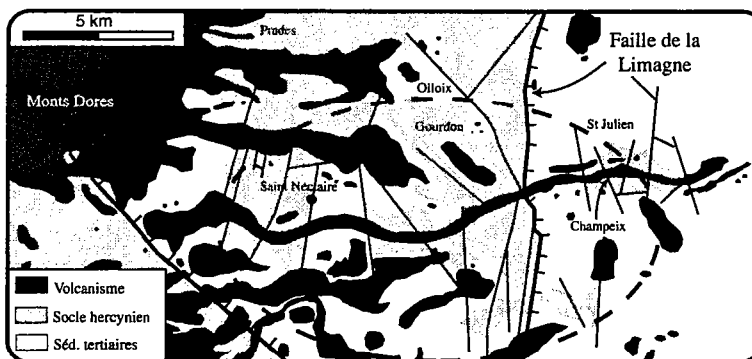
Dans le Lembron et dans les Couzes (Sud de Clermont-Ferrand), les dépôts d'âge Rupélien inférieur ont été mis en évidence pour la première fois par Michel Lévy et Munier Chalmas (1885). Le travail considérable effectué par Giraud (1902) sur la Limagne a permis de contraindre spatialement et temporellement ces dépôts "sannoisiens", et de les intégrer dans une évolution géodynamique globale. Dans le Lembron, la base de la sédimentation résulte du remaniement du sidérolitique "éocène" sous-jacent et se présente le plus fréquemment sous forme de sables argileux rougeâtres avec des lits conglomératiques et localement des stratifications entrecroisées (Giraud, 1902; Tapsoba, 1967; Autran et al., 1979). Dans une aire située entre Ardes-sur-Couzes, Saint-Germain-Lembron et Chambez, les dépôts détritiques passent ensuite à des niveaux marno-calcaires riches en fossiles caractéristiques d'un milieu saumâtre (Giraud, 1902) (Fig 21).





**Figure 21:** Carte géologique simplifiée de la terminaison sud de la Limagne. La région du Lembron est située entre la Limagne d'Issoire, le graben de Brioude et le prolongement de la faille de la Limagne. L'aire comprise au sein de la zone en pointillés correspond à la surface couverte par la "lagune sannoisienne" (Giraud, 1902). A l'Ouest, les formations volcaniques sont les manifestations les plus orientales de la province magmatique du Cézallier. Modifié d'après Cheguer et Goër (1996).

Au Sud de Clermont-Ferrand, dans la région des Couzes, Giraud (1902) a mis en évidence une seconde aire de sédimentation à cheval sur la faille de la Limagne et présentant quelques différences avec celle du Lembron (Fig 22). La base de la sédimentation ne repose jamais sur le sidérolitique, suggérant ainsi une érosion initiale du dépôt d'altération. Les premiers dépôts sont principalement des sables argileux rougeâtres et des grès grossiers à éléments peu roulés renfermant des galets de gneiss. La faune à Striatelles est clairement différente de celle du Lembron et reste localisée sur une aire d'environ 50 km<sup>2</sup> sans continuité au Nord avec la Limagne.



**Figure 22:** Carte géologique simplifiée de la région des Couzes située à une vingtaine de kilomètres au Sud de Clermont-Ferrand. L'aire en pointillés correspond à la surface couverte par la faune à Striatelles et par la seconde incursion laguno-marine de Giraud



En Limagne, les dépôts datant du Rupélien inférieur ont déjà été décrits ci-dessus. Dans ce graben, la présence d'évaporites et la découverte de planctons laguno-marins dans la séquence B de Gorin au niveau de certains sondages (Brout-Vernet 101 et Aigueperse 101) suggèrent fortement une communication avec la mer lors du Rupélien inférieur (Gorin, 1974). Les dépôts saumâtres se retrouvent également au niveau du golfe d'Ebreuil où l'horizon à "Striatelles" a été décrit (Rey, 1971).

Selon Bodergat et al. (1999), les différentes formations sédimentaires contenant des témoins d'incursions laguno-marines ou saumâtres ne sont pas contemporaines et résulteraient d'une succession de communications avec la mer. Cette hypothèse est renforcée par une simple comparaison entre la sédimentation du Lembron et celle de la région des Couzes où l'absence de dépôt sidérolitique sous le dépôt du Rupélien inférieur suggère une érosion préalable du socle avant la sédimentation. Il y a donc probablement eu diachronisme entre les différentes zones de subsidence.

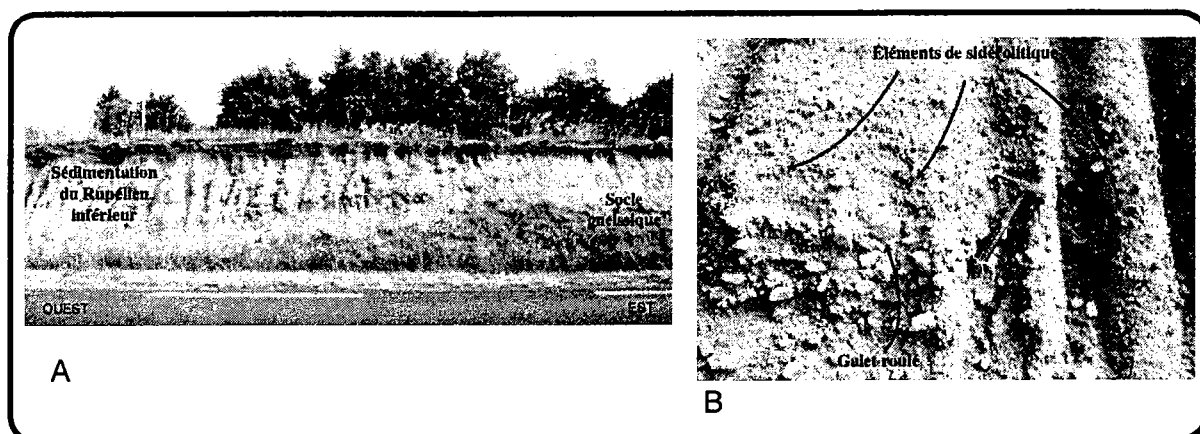
Finalement, la détermination d'une ou plusieurs incursions marines au Rupélien inférieur au sein du Massif Central n'est pas un problème majeur car dans les deux cas, la communication avec une mer périphérique prouve que le socle, à cette époque, se situait au niveau de la mer.

### **1.3.3 *Etendue des dépôts détritiques***

Contrairement aux dépôts sédimentaires d'origine chimique qui s'accumulent au sein ou en périphérie immédiate des principaux grabens (i.e. Puy-en-Velay, Limagne et Bresse), la sédimentation détritique se produit fréquemment dans des zones faiblement subsidentes. Dans les bassins situés à l'Ouest de la Limagne et dans ceux de Saint-Flour et de Moulins les données paléontologiques ne permettent pas de dater finement les dépôts (cf § 1.2). Il semble utile de préciser qu'une sédimentation détritique a pu se poursuivre au Rupélien inférieur dans ces régions. Dans cette éventualité, les "chenaux" de sédimentation de la Sioule et du Sillon Houiller auraient persisté au début de l'Oligocène.

Au Sud du fossé de Saint-Flour, dans les grabens de la Margeride (i.e. fossés du Malzieu et de Saint-Alban-sur-Limagnole), les sédiments du Rupélien inférieur sont représentés par des argiles vertes passant à des calcaires à meulière dans lesquels des Lymnées ont fourni un âge Rupélien inférieur (Rey, 1967).

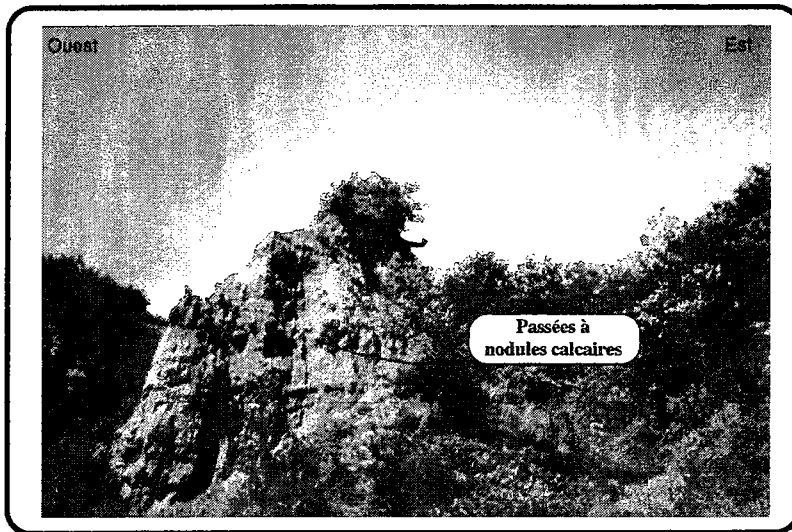
Les principaux dépôts détritiques datant du Rupélien inférieur affleurent au sein et en périphérie de la Limagne de Brioude. Dans ce graben où deux séquences ont été mises en évidence (Desprairies, 1963; Lasnier et al., 1982), la présence d'un niveau mammalogique important au sommet de la première séquence (Bournoncle-Saint-Pierre) permet de corréler ces dépôts avec ceux de l'horizon de Ronzon (Bodergat et al., 1999). La base de la pile sédimentaire est constituée d'argiles et de sables argileux rougeâtres avec une granulométrie décroissante des éléments depuis les bordures vers le centre du graben (Desprairies, 1963). Au Sud du fossé, des reliques de cette unité basale affleurent ponctuellement et sont en contact normal avec le socle hercynien sous-jacent. Ils sont constitués de sables argileux à passées conglomératiques (Fig 23a). Les éléments grossiers sont le plus souvent anguleux et de nature quartzreuse. Cependant, certains sont fortement arrondis et peuvent résulter de la remobilisation de formations plus anciennes (Fig 23b). La présence d'éléments de sidérolitique suggère que cette formation résulte de l'érosion de ce faciès d'altération.



**Figure 23:** A) Photo de la base de la sédimentation du Rupélien inférieur sur la bordure méridionale de la Limagne de Brioude. Les sédiments reposent directement sur le socle gneissique et les stratifications marquées par les éléments centimétriques indiquent un transport agité. B) Détail de la sédimentation montrant les lits d'éléments grossiers fréquemment anguleux et la présence d'un galet roulé de gneiss résultant vraisemblablement de l'érosion de formations plus anciennes. Les éléments de sidérolitiques dispersés dans tous les niveaux confirment une érosion de ce faciès d'altération durant le Rupélien inférieur.

La partie supérieure de la première séquence est ensuite constituée de sables argileux à nodules calcaires. D'après Lasnier et al. (1982), cette unité affleure principalement dans le graben de Brioude et, exceptionnellement (au NW de Farreyrolles), repose directement sur le socle. Néanmoins, si l'on se fie à la description des dépôts, on retrouve également cette unité à Lorlanges où les sédiments sont conservés au contact d'une faille normale orientée N130E, et à Grenier-Montgon, à 8 km au SW de Lorlanges, où une formation composée d'argiles

sableuses rougeâtres à passées conglomératiques et à nodules de calcaires affleure directement en contact avec le socle (Fig 24). La répartition de ces sédiments à nodules de calcaires suggère un caractère plus ou moins continu de la sédimentation d'âge Rupélien inférieur au Sud du graben de Brioude. Enfin, à Bournoncle-Saint-Pierre et à Montlaison, la première séquence se termine par des marnes vertes renfermant la faune attribuée au niveau-repère mammalien MP 21 (Bodergat et al., 1999).



**Figure 24:** Affleurement des formations basales de Grenier-Montgon. Les sédiments sont des sables argileux rougeâtres à passées conglomératiques et à nodules de calcaires. Ces dépôts sont identiques à ceux de la 1<sup>ère</sup> séquence de Desprairies (1963).

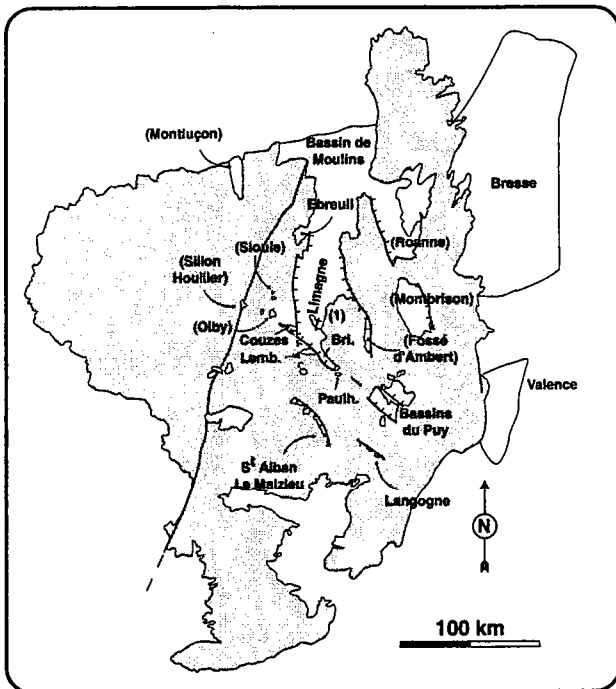
#### 1.3.4 Implications paléogéographiques et géodynamiques

Au Rupélien inférieur, l'extension débutée au Priabonien s'est poursuivie et s'est traduite dans les grabens de la Limagne et de la Bresse par une subsidence importante (plusieurs centaines de mètres). La subsidence affectait dans une moindre mesure les bassins du Puy-en-Velay, de Valence et la terminaison sud de la Limagne (i.e. Couzes, Lembron et Brioude) (Fig 25). La présence d'incursions marines indique clairement que certaines régions se situaient sous le niveau de base.

D'un point de vue paléogéographique, le dépôt de niveaux conglomératiques à la base de la série semble indiquer un transport fluvio-torrentiel qui a pu être induit par des changements de niveaux de base locaux liés à des mouvements tectoniques. En outre, les poudingues de gneiss reconnus dans la région des Couzes (Giraud, 1902) où seul du socle granitique affleure, donnent des renseignements sur le sens des courants. En effet, ils sont interprétés comme le résultat d'un transport fluvial relativement actif depuis le Sud où cette série métamorphique est actuellement à l'affleurement. Un tel système hydrographique Sud-Nord imaginé par Giraud est en contradiction avec des arrivées marines provenant également

du Sud. Une réponse à ce paradoxe est vraisemblablement que des unités métamorphiques affleuraient initialement dans la région des Couzes et qu'elles ont été totalement érodées depuis. Ce simple exemple montre clairement que la géologie rupélienne du Massif Central (répartition et géométrie entre socle et sédiments) est entièrement perturbée par l'évolution postérieure.

Finalement, la répartition des sédiments du Rupélien inférieur dans les Couzes et dans le graben de Brioude prouve que les aires de sédimentation débordaient largement des grabens et que l'activité des failles bordières a varié pendant le rifting (e.g. Faille de la Limagne dans le Sud).



*Figure 25: Carte de localisation des zones de sédimentation au Rupélien inférieur. Entre parenthèses sont représentés les fossés où l'âge de la sédimentation est mal établi.*

#### 1.4 La phase majeure de rifting: le Rupélien supérieur

Au Rupélien supérieur se développe une transgression généralisée à l'échelle du Massif Central. Dans tous les grabens, les dépôts recouvrent les sédiments antérieurs sauf dans le bassin du Puy-en-Velay où la sédimentation post-rupélienne inférieure n'a jamais été décrite.

### 1.4.1 Principales zones de subsidence

Les principales régions de subsidence sont toujours les grabens de la Bresse et de la Limagne, et dans une moindre mesure, ceux de Roanne et de Montbrison. En Bresse, l'épaisseur des dépôts d'âge Rupélien supérieur diffère selon les auteurs. D'après Sissingh (1998), la sédimentation est relativement faible et elle atteint au maximum 200 m de puissance. Si l'on considère une étude détaillée des formations de la Bresse méridionale (Busson et al., 1992), le Rupélien supérieur est représenté par environ 400 m de sédiments à dominante évaporitique.

En Limagne, l'épaisseur maximum des dépôts oligocènes moyen (i.e. Rupélien supérieur) peut être estimée grâce aux données géophysiques et aux différents sondages. D'après les données des forages effectués par la Régie Autonome des Pétroles, cette épaisseur est d'environ 400 m hors de l'ombilic de Riom (Morange et al., 1971). Dans la fosse de Riom, les sédiments à schistes papyracés, typiques de la sédimentation du Rupélien supérieur, ont plus de 500 m d'épaisseur.

Dans la fosse de Valence, la sédimentation du Rupélien supérieur est épaisse (570 m) et elle indique clairement une réactivation de la subsidence (Cavelier, 1984). L'ombilic de subsidence se situe dans la partie ouest de la fosse et il est bordé par une faille normale à regard est.

Dans les grabens de Roanne et de Montbrison, situés globalement à mi-distance entre ceux de la Limagne et de la Bresse, les valeurs de subsidence ne peuvent être données avec précision. Cependant, dans ces deux fossés, l'épaisseur totale de sédiments éo-oligocènes est supérieure à 700 m et des formations d'âge Rupélien supérieur ont été reconnues depuis la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle. Même si elle ne peut être démontrée avec certitude, il est fort probable qu'une subsidence relativement importante d'âge Rupélien supérieur ait affecté les fossés de Roanne et de Montbrison.

### 1.4.2 Caractéristiques des sédiments

Ce paragraphe a pour but de différencier les régions où les dépôts sédimentaires présentent des évidences d'incursions laguno-marines de celles où ces incursions n'ont pas encore été démontrées. Dans le Massif Central, l'abondance de certains fossiles tels que *Potamides lamarcki* et l'apparition d'espèces polléniques (*Boehlensipollis hohli* et *Slovakipollis hippophaeoïdes*) sont caractéristiques d'une sédimentation d'âge Rupélien supérieur (Gorin, 1975; Schuler, 1990).

La présence de *P. lamarcki* était initialement considérée comme une preuve d'arrivées d'eaux marines. Cependant, les récents travaux de géochimie à partir des isotopes du Strontium montrent que si la salinité est nécessaire au développement des Potamides, elle n'est pas obligatoirement d'origine marine (Briot et al., 2000). La présence de *P. lamarcki* ne sera donc pas considérée comme une preuve d'incursion laguno-marine. Elle indiquera cependant un milieu de vie légèrement salé.

### **Sédimentation laguno-marine**

Les principaux bassins présentant des indices francs d'environnement laguno-marins (i.e. plancton laguno-marin, rapport isotopique du Strontium proche de celui de l'eau de mer, faune saumâtre, ...) sont, à l'Est, la fosse de Valence et, à l'Ouest, le graben de la Limagne (s.l.), les bassins de Moulins et d'Aurillac, et les régions les séparant.

#### *Fosse de Valence*

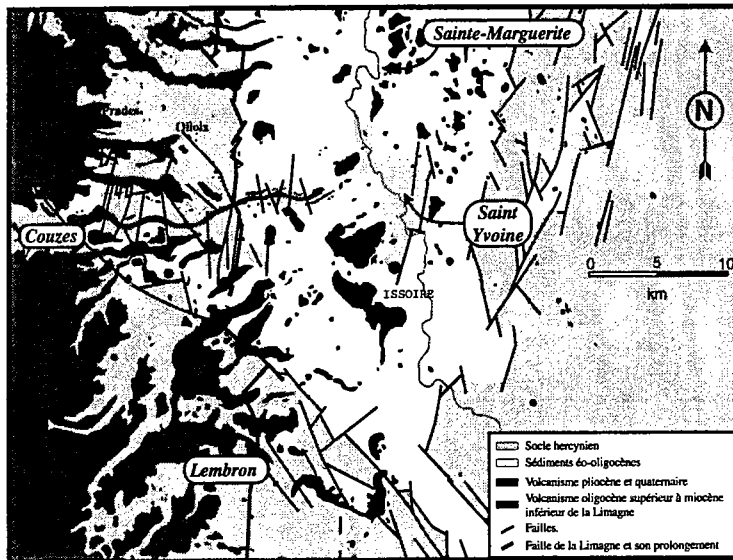
La sédimentation du Rupélien supérieur de la fosse de Valence est caractérisée par la succession d'une formation salifère puis de niveaux marneux (Cavelier, 1984). L'unité évaporitique constitue la partie supérieure de "Formation Salifère Inférieure" et elle est datée du Rupélien supérieur grâce à la présence de *Boehlensipollis hohli* et *Slovakipollis hippophaeoïdes*. Les unités supérieures datant de l'Oligocène moyen sont principalement marneuses. Dans toutes ces formations, le caractère laguno-marin est suggéré par le développement de foraminifères et de Cyrènes (Cavelier, 1984).

#### *Bassin de Moulins*

Dans le bassin de Moulins, les données palynologiques indiquent que le début de la séquence sédimentaire B<sub>2</sub> définie par Riveline et al. (1988) date de la limite Rupélien inférieur-supérieur. En effet, la base de la séquence B<sub>2</sub> qui contient *Boehlensipollis hohli* et *Slovakipollis hippophaeoïdes* est corrélée avec les premiers niveaux de la sédimentation d'âge Oligocène moyen en Limagne (Gorin, 1975). L'épaisseur de la série déterminée par sondage varie entre 238 et 472 m (Riveline et al., 1988). Dans le bassin, la sédimentation est à dominante détritique avec une accumulation importante de sables, marnes et argiles. Il faut néanmoins noter la présence locale de calcaires à *Potamides Lamarcki* à Dompierre-sur-Bresbre, Bert et Saint-Germain-des-Fossés (Rey, 1971). Enfin, les eaux saumâtres dans le bassin de Moulins sont confirmées par la présence de plancton laguno-marin (Gorin, 1975).

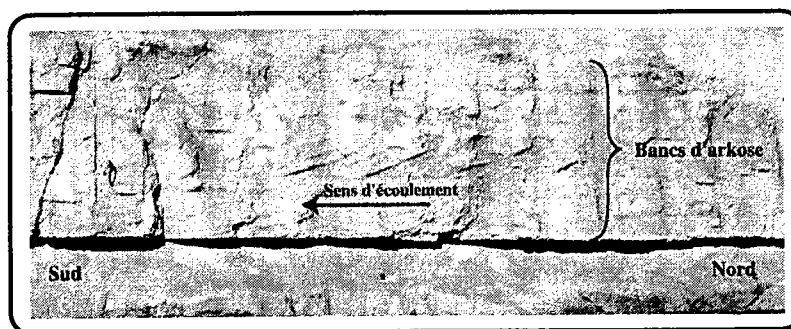
*Limagne s.s. et Couzes*

En Limagne, les incursions d'eaux marines durant l'Oligocène moyen ont été mises en évidence dans différents secteurs grâce à des approches pluri-disciplinaires. Dans la Limagne s.s. (i.e. Limagne de Clermont), l'analyse des sédiments montrent l'existence de plusieurs niveaux à plancton laguno-marin interstratifiés dans les dépôts détritiques en bordure du graben et marno-calcaires au centre (Dangeard, 1932; Gorin, 1975).



**Figure 26:** Carte géologique simplifiée entre la partie sud de la Limagne s.s. et le graben de Brioude. Modifiée d'après Cheguer et Goër (1996).

Au Nord du granite de Saint-Yvoine (Sainte-Marguerite) où la sédimentation est en transgression sur le socle cristallin, les apports d'eaux marines ont été démontrés (i) par la présence conjointe de foraminifères et de planctons laguno-marins, et (ii) par des rapports isotopiques du Sr typiques d'un mélange entre des eaux continentales et marines (Briot et Poidevin, 1998) (Fig 26). Dans cette région, la base de la sédimentation est principalement constituée de bancs d'arkoses et de grès localement marqués par une stratification oblique qui suggère un transport du Nord vers le Sud (Fig 27).



**Figure 27:** Stratifications obliques au sein des bancs d'arkoses le long de l'autoroute 75 à l'Ouest de Montpeyrroux. Ces niveaux détritiques forment la base de la sédimentation et montrent un sens de transport du Nord vers le Sud.

A Sainte-Marguerite, le détritisme disparaît progressivement, laissant principalement place à des termes calcaires, massifs ou en lamines (Bodergat et al., 1999). Cette succession de faciès se retrouve également dans la région des Couzes où les termes gréseux et arkosiques passent verticalement à des niveaux marno-calcaires. Dans cette zone et immédiatement à l'Est de la faille de la Limagne, certains bancs détritiques montrent un sens d'écoulement de l'Ouest vers l'Est pouvant être lié au début d'activité de la faille de la Limagne (e.g. Saint-Julien) (Fig 22). Des témoins de la transgression d'âge Rupélien supérieur situés sur le socle granitique sont préservés à Prades (900 m d'altitude), sous les coulées volcaniques provenant des Monts Dorés (Fig 26). Ils sont constitués d'une base détritique et d'un sommet grésocalcaire à *P. lamarcki* (Giraud, 1902; Glangeaud, 1913). Des reliques de sédiments de même âge à Olloix et Gourdon permettent d'envisager une communication éventuellement laguno-marine avec la Limagne. Sur le granite de Saint-Yvoine, la présence d'un fragment de *P. lamarcki* au sein des sédiments situés au sommet du granite suggère également un âge de dépôt Rupélien supérieur (Giraud, 1902).

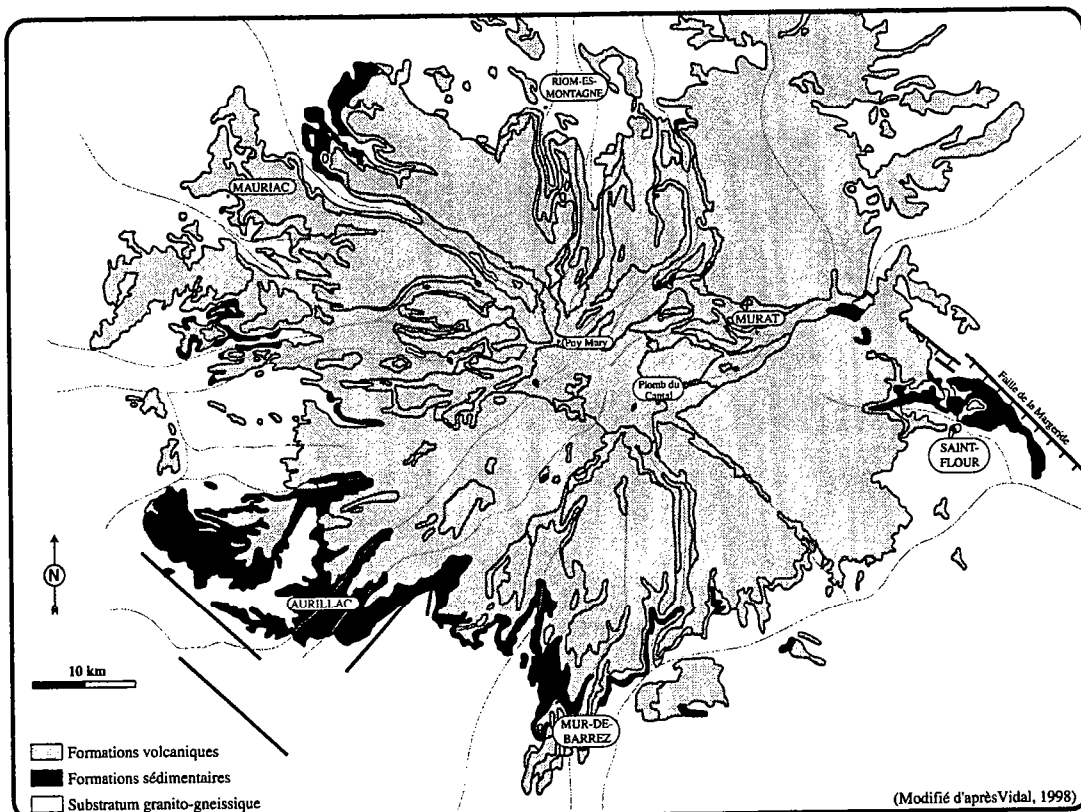
#### *Limagne d'Issoire, Lembron et Cézallier*

Au Sud du granite de Saint-Yvoine, la sédimentation de la Limagne d'Issoire est comparable à celle de Sainte-Marguerite. Ces deux régions étaient en relation par une communication à l'Est du granite (Fig 26). Le peu de données encore publiées ne permet pas de préciser le caractère laguno-marin du centre de la Limagne d'Issoire. Cependant, sur la bordure occidentale du bassin, au niveau du plateau de Bergonne, deux niveaux à coccolithes indiquent un paléo-environnement à affinités laguno-marines (Dangeard, 1932). Dans le Lembron, la transgression du Rupélien supérieur se signale d'abord par le dépôt de sédiments détritiques sur le socle hercynien. La sédimentation est ensuite devenue marno-calcaire et la présence de Cyrènes associées à *P. Lamarcki* indiquent une nouvelle fois une influence marine (Giraud, 1902). Dans cette région la subsidence est restée relativement limitée et l'épaisseur des sédiments est d'environ 150 m. Au Sud du Lembron, l'analyse des reliques de sédiments préservés sous les coulées du Cézallier montre que la sédimentation était continue jusqu'au Suc de Védrine (SW de Massiac) (Rey, 1973). Sur la bordure orientale du Cézallier, la limite occidentale de la sédimentation est alignée sur un accident N-S qui est interprété comme le prolongement vers le Sud de la faille de la Limagne (Chaillou, 1967; Mathonnat, 1983) (Fig 21). Cet accident aurait contrôlé la subsidence au Rupélien supérieur.



### *Bassin(s) du Cantal*

Les sédiments d'âge Oligocène moyen situés à l'Ouest de la Margeride affleurent principalement en périphérie du stratovolcan cantalien (Fig 28). A l'exception des fossés margeridiens, on retrouve les dépôts accumulés dans des bassins d'effondrement (Aurillac, Mauriac, Mur-de-Barrez, Murat), de façon ponctuelle à la faveur de horsts (Dienne, Vallée de la Cère, Vallée de la Jordanne) ou dans des produits liés à l'activité du volcan (Vallée de l'Allagnon, Dienne, etc) (Fig 28).



*Figure 28: Carte géologique simplifiée du stratovolcan cantalien et des bassins sédimentaires périphériques. Les sédiments du Rupélien supérieur affleurent principalement sous les formations volcaniques miocènes qui les ont protégés de l'érosion. La présence de sédiments au fond de certaines vallées suggère une communication entre les différents bassins (fossés de la Margeride exclus). Modifiée d'après Vidal (1998).*

Ces dépôts marquent le début de la sédimentation éo-oligo-miocène dans le Cantal et l'analyse de la flore et de la faune les attribue au Rupélien supérieur. Leur âge montre clairement une lacune de sédimentation depuis le Priabonien par rapport aux autres provinces du RMC.

Les sédiments affleurant au sein ou en périphérie du stratovolcan montrent globalement une homogénéité de faciès (Park, 1973; Larroque, 1975). Lorsque les sédiments

sont en place, la base de la sédimentation est principalement constituée de poudingues et de sables rougeâtres résultant du lessivage du socle. Cette série détritique parfois grossière s'affine graduellement vers le sommet et passe à une série d'argiles sableuses bariolées et d'argiles vertes. Exceptionnellement, ces différents termes détritiques constituent la totalité de la sédimentation oligocène (Riom-ès-Montagne, Nord Cantal). Dans les autres bassins, les termes chimiques apparaissent avec des niveaux marno-calcaires, relativement riches en *P. lamarcki*. Dans ces dépôts, la présence très ponctuelle de foraminifères (Puy de Vaux, Saint-Paul-des-Landes, Mauriac) indique sans ambiguïté l'arrivée d'eau laguno-marine au cœur du Cantal (Dangeard, 1933; Rey, 1973). Dans le Bassin de Salins, au sud de Mauriac, le développement de cristaux de gypse pourrait être considéré comme un argument supplémentaire pour démontrer des venues marines. Cependant, la forme des cristaux en fer de lance suggère une origine diagénétique à cette minéralisation. Enfin, dans le Cantal, le sommet de la sédimentation est caractérisé par des calcaires indurés à silex renfermant des témoins d'un paléo-environnement lacustre (Planorbes et Limnées). Le plus souvent égale à 100 m, la sédimentation du Rupélien supérieur atteint localement 250 m d'épaisseur (bassin de Salins) et montre une subsidence limitée du socle.

Le problème de la communication entre les différents bassins du Cantal ne pourra probablement jamais être résolu. L'homogénéité des faciès et la présence de sédiments au sein du stratovolcan semble néanmoins être un argument assez fort pour envisager un bassin unique au Rupélien supérieur. Les sédiments auraient ensuite été ponctuellement érodés lors de l'évolution post-oligocène.

### **Sédimentation continentale**

Ce paragraphe regroupe les fossés dans lesquels les indices de connexion avec des lagunes sont totalement absents (fossés de Montluçon, de Roanne, de Brioude et de la Margeride) et ceux où la présence d'évaporites ou de fossiles (e.g. *P. lamarcki*) peut s'expliquer autrement que par des incursions laguno-marines (grabens de la Bresse et de Montbrison).

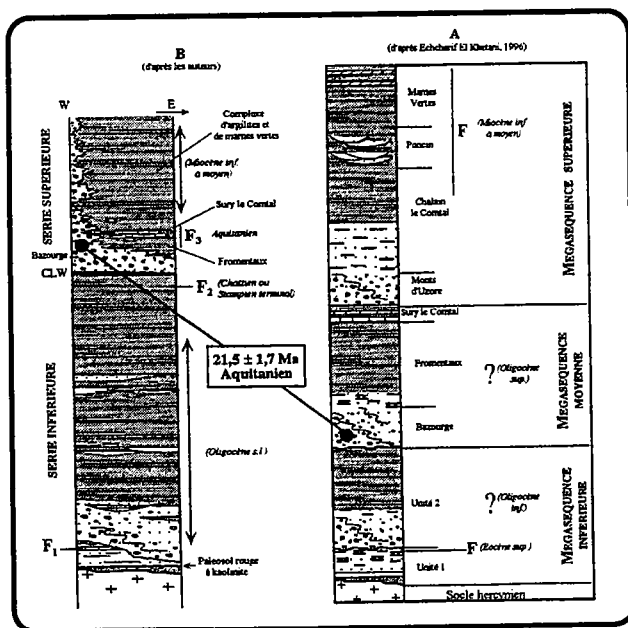
#### *Graben de la Bresse*

En Bresse, les sédiments du Rupélien supérieur sont datés par la présence de *Boehlensipollis hohli* et *Slovakipollis hippophaeoïdes* (Schuler, 1990). Dans la partie méridionale de la Bresse, la sédimentation est principalement de nature évaporitique et se

termine par une "Formation Marneuse Intermédiaire" (Busson et al., 1992). La formation de cette série évaporitique était initialement interprétée comme le résultat d'incursions marines issues de la mer péri-alpine. La faible teneur en Brome des sédiments montre cependant qu'ils ne sont pas liés à la précipitation de sels marins, mais qu'ils résultent du lessivage d'évaporites (Moretto, 1987). Dans la partie nord de la Bresse (Bresse Chalonnaise), la sédimentation est à dominante détritique et présente une unité à anhydrite corrélée avec les dépôts évaporitiques situés au Sud (Lefavrais-Raymond et al., 1984). La sédimentation bressane du Rupélien supérieur ne présenterait donc pas d'évidence d'incursion marine.

### *Grabens de Roanne-Montbrison*

Dans le fossé de Montbrison, la détermination d'une sédimentation datant de l'Oligocène moyen est encore controversée. En effet, les deux coupes stratigraphiques les plus récentes établies par Ech-Cerif-el-Kettani (1996) et par Gerbe et al. (1998) sont contradictoires (Fig 29). Selon Ech-Cherif-el-Kettani, il existe dans le graben trois séquences sédimentaires dont l'une (mégaséquence moyenne) est attribuée à l'oligocène moyen-supérieur. Sur la base d'une datation  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  à 21 Ma d'un galet de basalte incorporé dans les sédiments, cette stratigraphie est récusée par Gerbe et al. (1998). La mégaséquence moyenne daterait du Miocène inférieur (Aquitanien).



**Figure 29:** Logs stratigraphiques de la sédimentation éo-oligocène au sein du graben de Montbrison. A) Stratigraphie établie d'après Ech-Cherif-El-Kettani (1996). B) Stratigraphie proposée par Gerbe et al. (1998). Noter la présence des niveaux calcaires de Sury-le-Comtal d'âge Rupélien supérieur (*P. lamarcki*) au-dessus des sédiments détritiques de Bazourge datés à 21 Ma (Miocène inférieur).

La réponse à ces travaux contradictoires se trouve probablement dans les travaux antérieurs. Même si la plupart des sédiments du graben de Montbrison sont d'origines

détritiques, il existe cependant des affleurements de calcaires à Saint-Galmier et Sury-le-Comtal dans lesquels *P. lamarcki* a été signalé (Dollfus, 1922). La présence de ce gastéropode suggère un âge Oligocène moyen qui est confirmé par l'apparition de *Boehlensipollis hohli* dans des sédiments étudiés par forages (Schuler et Sittler, 1976). Ainsi, le log stratigraphique proposé par Gerbe et al. (1998, p50) ne tient pas compte de données géologiques fondamentales pour la compréhension de l'évolution du graben de Montbrison. En outre, la superposition des sédiments détritiques de Bazourge datés de l'Aquitaniens et des dépôts calcaires à Potamides de Sury-le-Comtal d'âge Rupélien supérieur doit s'expliquer par une erreur lors de la corrélation latérale des faciès. La sédimentation d'âge Rupélien supérieur existe donc dans le graben de Montbrison.

La présence de *P. lamarcki* dans la partie sud du fossé a été interprétée comme le témoin d'une communication avec la mer située au Sud (Dollfus, 1922). Cependant, les données récentes montrent que le milieu de vie de ce gastéropode n'est pas obligatoirement marin. De plus, l'absence de dépôt oligocène moyen au Sud du graben de Montbrison permet difficilement d'envisager une communication avec la mer dans cette direction. Finalement, la salinité des eaux nécessaire au développement des Potamides peut s'expliquer par une activité hydrothermale semblable à celle actuellement visible dans la partie sud du fossé.

La sédimentation du graben de Roanne est encore moins bien connue que celle du fossé de Montbrison. D'après les différents auteurs, elle aurait débuté à l'Oligocène inférieur par des termes détritiques renfermant des fossiles de mammifères (Depéret, 1912). Les divergences apparaissent pour dater les différents faciès et pour déterminer l'arrêt de la sédimentation. Dans un cas, les derniers sédiments datent de l'Oligocène moyen (Depéret, 1912) et sont constitués de calcaires. Une autre possibilité est une continuité de la sédimentation jusqu'à la fin de l'Oligocène avec des dépôts de bordure d'origine déritique et des dépôts centraux de type calcrètes comparables à ceux de Sury-le-Comtal (Le Griel, 1988; Ech-Cherif-el-Kettani, 1996). Dans ce fossé, le caractère laguno-marin n'a jamais été proposé.

### *Limagne de Brioude*

Malgré une communication probable avec la Limagne d'Issoire, les dépôts d'âge Rupélien supérieur n'ont jamais été datés avec précision dans le graben de Brioude. La stratigraphie de Desprairies (1963) établie à partir des formations affleurantes a permis de mettre en évidence une seconde séquence sédimentaire reposant sur celle d'âge Rupélien inférieur. Cette seconde unité peu épaisse est constituée à la base d'argiles rouges passant

rapidement à des niveaux sableux moins colorés. Le sommet de la séquence correspond à une dalle de plusieurs mètres d'épaisseur de calcaire plus ou moins gréseux totalement azoïque (Lasnier et al., 1982). L'âge de cette seconde séquence n'est pas connu mais l'absence d'une surface d'érosion au toit de la première séquence suggère un laps de temps relativement bref entre la fin du dépôt de la première séquence et le début de sédimentation de la seconde. La sédimentation de la Limagne de Brioude semble donc résulter d'un paléoenvironnement continental sans incursions laguno-marine.

### *Fossés margeridiens*

Les derniers dépôts purement continentaux du Massif Central sont localisés dans les grabens de la Margeride, au pied de la faille du même nom. Le fossé principal de Saint-Flour/Neussargues est comblé par une centaine de mètres d'argiles graveleuses bariolées qui ravinent légèrement les dépôts antérieurs et qui se déposent fréquemment en transgression sur le socle hercynien (Goër et al., 1990). La taille des éléments varie selon la localisation et il n'est pas rare de trouver au pied de la faille de la Margeride, des galets et des blocs anguleux de socle. Ces argiles sableuses passent ensuite à des argiles claires à concrétions de calcaires. Ce niveau sédimentaire témoigne d'une activité pédogénétique de type calcrète et il a pu être daté de la base du Rupélien supérieur grâce à la présence de fossiles de mammifères (Goër et al., 1990). Les témoins les plus septentrionaux de la sédimentation se situent sur la bordure occidentale du Cézallier, au niveau de Marcenat.

Dans les fossés du Malzieu et de Saint-Alban-sur-Limagnole, la sédimentation est globalement semblable à celle du graben de Saint-Flour. Les argiles bariolées mesurent une centaine de mètres d'épaisseur et elles reposent également en transgression sur le socle (Couturié, 1972).

Contrairement aux autres bassins du Cantal, les grabens de la Margeride n'ont jamais présenté d'indice d'interaction avec des eaux laguno-marines. Ceci serait dû à une subsidence trop faible pour évoluer vers un milieu de dépôt sous le niveau de base (Goër et Etienne, 1991).

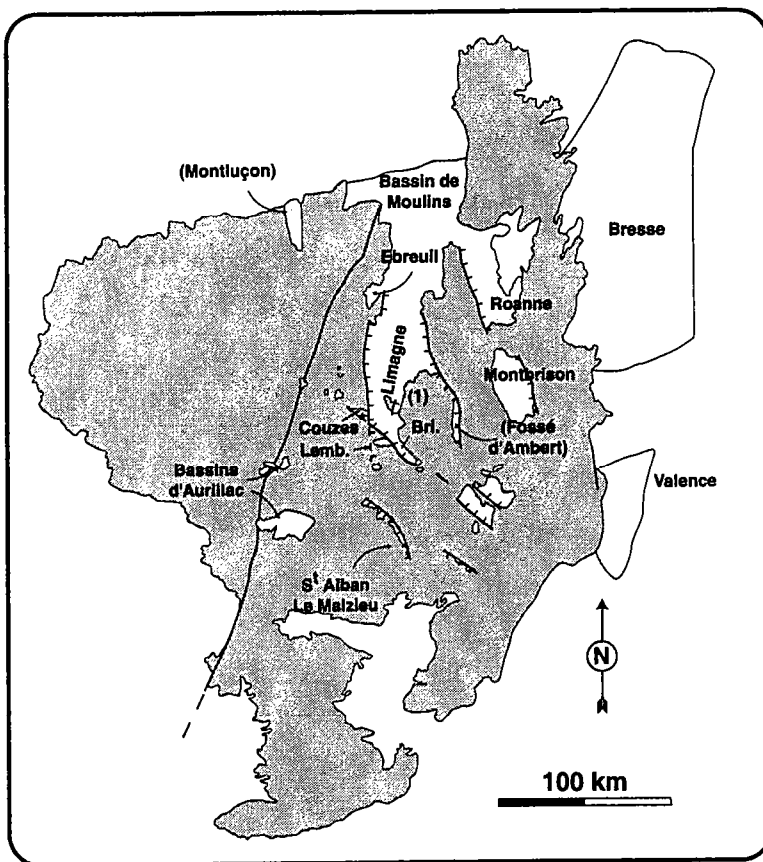
### **1.4.3 Implications géodynamiques**

La transgression du Rupélien supérieur suggère une subsidence généralisée du Massif Central à l'Est du Sillon Houiller (Fig 30). La répartition des témoins d'incursions laguno-marines, depuis le Cantal jusqu'au bassin de Moulins, indique également un milieu de

sédimentation dont l'altitude était inférieure ou égale au niveau de base. A l'échelle du Massif Central, l'extension a induit l'activation de la subsidence au Sud-Ouest de la Limagne *s.l.* (i.e. Cantal, Cézallier, sauf Margeride). Cette phase de rifting ne semble cependant pas avoir affecté les bassins du Puy-en-Velay, de Langogne et de Paulhaguet.

Durant l'Oligocène moyen, les zones de subsidence majeure se situent toujours dans la partie nord du Massif Central où l'épaisseur de sédiments atteint fréquemment plusieurs centaines de mètres au sein des grabens majeurs (Bresse et Limagne). Dans la moitié sud, la subsidence est limitée et l'épaisseur des dépôts dépasse exceptionnellement 200 m (250 m dans le bassin de Salins). La variation d'épaisseur entre les sédiments des parties nord et sud suggère donc que l'extension a d'avantage affecté la partie septentrionale.

La fosse de Valence correspond cependant à une exception dans la partie méridionale du Massif Central. De fait, ce graben a subi une subsidence importante au Rupélien supérieur. Nous discuterons cette évolution dans le paragraphe suivant afin de déterminer la cause de la subsidence.



*Figure 30: Carte de localisation des zones de sédimentation au Rupélien supérieur. Entre parenthèses sont représentés les fossés où l'âge de la sédimentation est mal établi.*

## 1.5 Déclin et concentration du rifting: Oligocène supérieur et Miocène inférieur

A partir de l'Oligocène supérieur (Chattien), les aires de sédimentation et la nature des dépôts vont évoluer vers une concentration de la subsidence et des faciès laguno-marins. Les dépôts du Chattien se situent principalement dans la partie nord du Massif Central et sont totalement absents sur le socle hercynien de la moitié sud. Cette absence de sédiment indique soit une réelle absence de sédimentation, soit une érosion postérieure au dépôt et antérieure au volcanisme (10-12 Ma après). La seule aire de sédimentation située dans la partie sud correspond à la fosse de Valence.

### 1.5.1 Localisation et description des dépôts

#### Partie nord

##### *Graben de la Bresse*

L'Oligocène supérieur bressan est principalement marqué par un hiatus de sédimentation et par une subsidence limitée. Dans la partie méridionale, le dépôt est constitué par la "Formation Evaporitique Supérieure" dont l'épaisseur totale est d'environ 180m (Busson et al., 1992). En dehors de l'aire évaporitique, la sédimentation est d'origine lacustre. Elle est marno-calcaire au centre du fossé, et détritique fine et grossière sur la bordure occidentale (Trauth et Cavelier, 1984; Sissingh, 1998). Dans la partie inférieure de cette série lacustre, des niveaux sableux à foraminifères indiquent l'arrivée ponctuelle d'eaux laguno-marines (Lefavrais-Raymond et al., 1984). La composition minéralogique des sables permet en outre de préciser l'origine alpine des éléments allochtones (Choignard, 1964). Ces passées d'eaux saumâtres disparaissent ensuite et la faune typique à *Helix ramondi* se développe. Durant le Miocène inférieur (Aquitaniens), la sédimentation lacustre se poursuit jusqu'à l'émersion de la Bresse à partir du Miocène moyen.

En Bresse septentrionale, la sédimentation est représentée par des marnes saumons à *H. ramondi* au centre du graben et par des conglomérats en bordure (Trauth et Cavelier., 1984). Ces dépôts sont le résultat d'un paléo-environnement exclusivement lacustre.

*Grabens de Roanne-Montbrison*

La présence de sédiments de l'Oligocène supérieur au sein des grabens de Roanne et de Montbrison n'a toujours pas été prouvée. Dans le fossé de Montbrison, l'absence de marqueurs stratigraphiques et la contradiction entre les différentes études (cf § 1.4.2) ne permettent pas de définir avec précision une sédimentation oligocène supérieur. En revanche, la sédimentation aquitanienne est démontrée par la datation d'un galet de basalte (Gerbe et al., 1998). Elle est à dominante détritique et les faciès de bordure riches en conglomérats indiquent la présence de reliefs dans le Forez (Ech-Cherif-el-Kettani, 1996).

Dans le graben de Roanne, les interprétations divergent également car les études réalisées lors du levé de la carte géologique de Roanne sont différentes des conclusions de Le Griel (1988). Il semblerait cependant que les géologues de la COGEMA aient proposé de corréler les niveaux les plus élevés des sédiments roannais avec la base des dépôts de l'Oligocène supérieur définie par Gorin en Limagne.

*Limagne s.l.*

La Limagne (*s.s.*) est la seule zone du Massif Central où la subsidence est encore importante. Depuis la fin du Rupélien, la sédimentation à schistes papyracés caractéristique du Rupélien supérieur disparaît et des dépôts marno-calcaires riches en Ostracodes se développent. Dans la fosse de Riom où la subsidence est maximum, l'épaisseur des sédiments postérieurs aux schistes papyracés est d'environ 1000 m (Morange et al., 1971). Hors de cet ombilic, l'épaisseur des dépôts diminue jusqu'à 300 m au niveau des forages de Cournon, Saint-Beauzire et Aigueperse (Gorin, 1975). La sédimentation typique de cette période est constituée par les marnes à Cypris (Ostracodes) et par le développement d'*Helix ramondi* (*Caseolus ramondi*). Selon la stratigraphie locale, les niveaux repères de l'Oligocène supérieur sont ceux de Cournon, Pont-du-Chateau et Gannat.

La présence de plancton-laguno marin dans les sédiments d'âge Oligocène supérieur indique une persistance des incursions marines durant le dépôt (Gorin, 1975). Néanmoins, le développement d'une seule espèce planctonique est interprété comme le résultat d'incursions limitées. Au niveau du Puy de Mur, au dessus des calcaires à *H. ramondi*, le caractère saumâtre est une nouvelle fois démontré par une faune à diatomées saumâtres, Cyrènes et Hydrobies (Giraud, 1902).

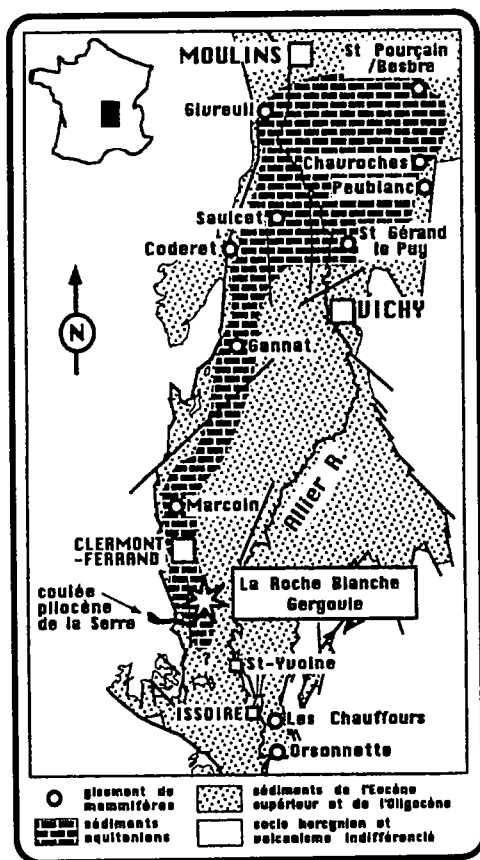
La limite méridionale de la sédimentation du Chattien est située aux environs du granite de Saint-Yvoine (Rey, 1971; Gorin, 1975) (Fig 22). Dans cette région, l'horizon de



Cournon est visible au niveau de Chauffour et de la Tour de Boulade (près d'Issoire). A Sainte-Marguerite, la sédimentation lacustre est ponctuée par des passées à plancton laguno-marin et un horizon à gypse. Les rapports isotopiques du strontium confirme l'affinité marine des eaux à certains niveaux de la coupe (Bodergat et al, 1999).

En Limagne septentrionale (bassin de Moulins), la sédimentation chattienne est peu épaisse ( $\leq 150$  m) et est principalement constituée de marnes et calcaires parfois concrétionnés (Riveline et al., 1988).

Le Miocène inférieur de la Limagne (*s.l.*) est majoritairement localisé dans le bassin de Moulins (région de Saint-Géran-le-Puy). Les sédiments sont d'origine lacustre et sont constitués de marnes et de calcaires concrétionnés formant des boules pouvant atteindre jusqu'à 10 m de hauteur. Des niveaux de même âge ont récemment été mis en évidence au Sud de Clermont-Ferrand (La Roche-Blanche) et ont permis de proposer l'existence d'un lac étroit mais continu depuis le bassin de Moulins jusqu'à ce dernier gisement (Huguenev et al., 1999) (Fig 31). Ce lac clôt la sédimentation liée au RMC.

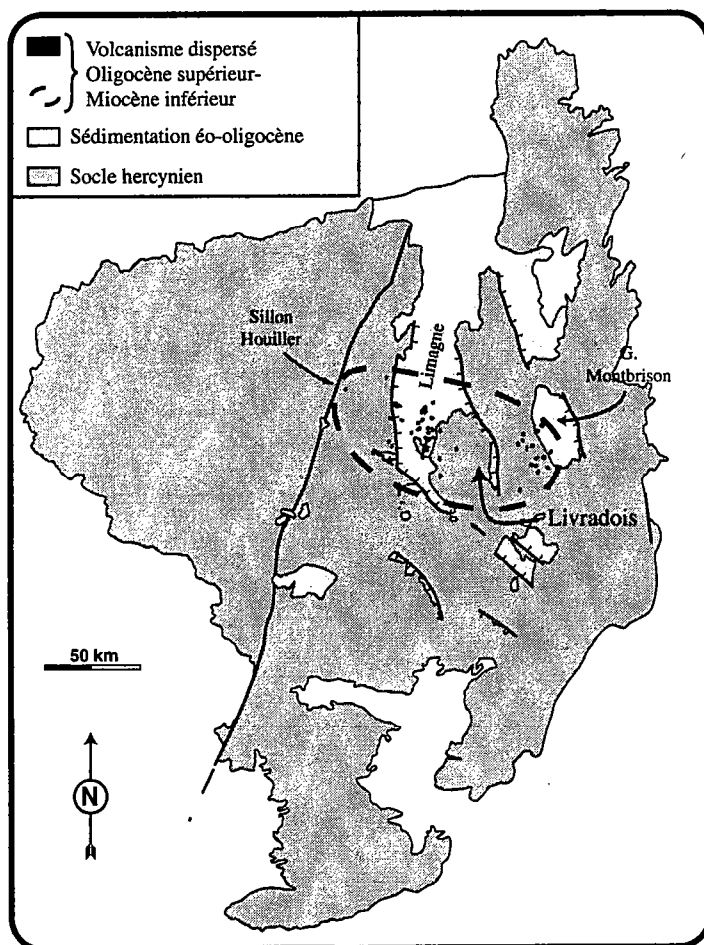


## Partie sud

La sédimentation de la partie sud est concentrée dans le graben de Valence. Dans cette fosse, près de 500 m de sédiments oligocènes supérieurs se déposent. Les formations sont marneuses, gréseuses et évaporitiques et constituent la "Formation Salifère Supérieure" (Cavelier, 1984). De même qu'en Bresse, les derniers dépôts datent du Miocène inférieur.

### 1.5.2 La phase de volcanisme dispersé

De l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, une phase de volcanisme dispersé apparaît uniquement dans la partie nord du Massif Central. Elle se développe selon un axe approximativement Est-Ouest dans la partie sud de la Limagne (s.s.), et entre la moitié occidentale du graben de Montbrison et la bordure est du fossé d'Ambert (Fig 32). Ces deux provinces volcaniques sont séparées par le seuil hercynien du Livradois et le fossé d'Ambert, où le magmatisme est absent.



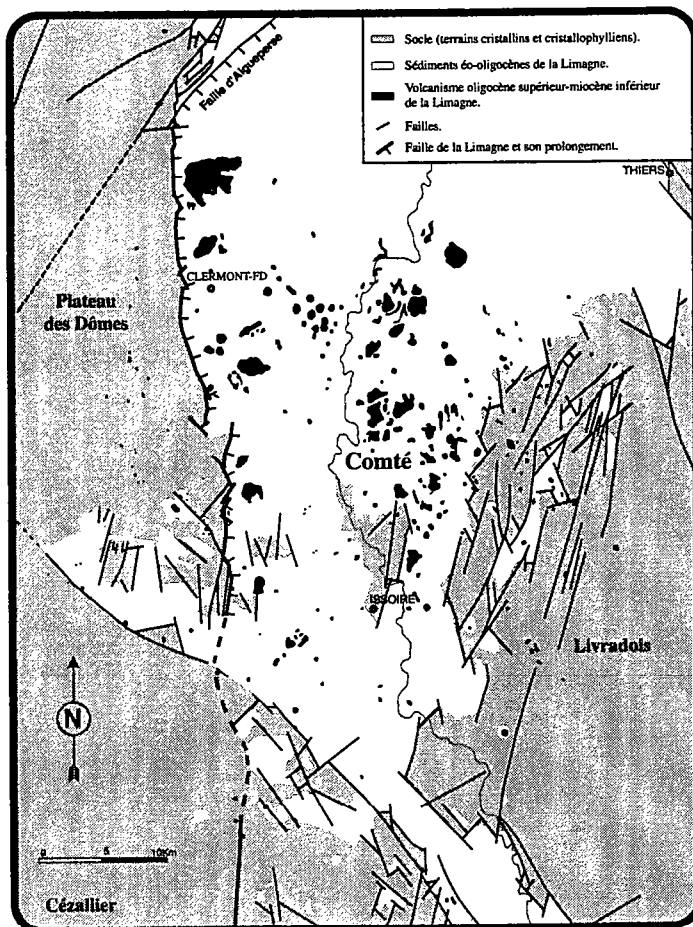
**Figure 32:** Carte de la répartition du volcanisme de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur. L'ensemble du magmatisme présente un allongement globalement Est-Ouest.

## Localisation et âge du volcanisme

### Volcanisme de Limagne

A partir de l'Oligocène supérieur, l'activité magmatique débute dans le graben de la Limagne et sur le socle hercynien périphérique. Le volcanisme est en partie contemporain de la sédimentation et se développe en majorité (70-80%) au sein du graben (Fig 33). Les pointements les plus excentrés se situent à l'Ouest, à proximité du Sillon Houiller (2 volcans), à l'Est, sur la bordure du Livradois et au Sud, dans le graben de Brioude.

Dans la Limagne, les dépôts caractéristiques de ce volcanisme (pépérites) témoignent d'une activité phréatomagmatique intense induite par l'interaction entre le magma et des aquifères. L'âge Oligocène inférieur des premières manifestations volcaniques (Michel, 1953) a depuis été infirmé par Tricot (1975). Les dépôts les plus anciens sont intercalés dans les sédiments de l'Oligocène supérieur (Didier et Giot, 1984; Hourrière et al., 1998). La présence de minéraux volcaniques isolés dans les sédiments grésocalcaires de la coupe de Sainte-Marguerite indiquerait cependant une activité magmatique initiale sporadique à la fin de l'Oligocène moyen (Devineau, 1996).



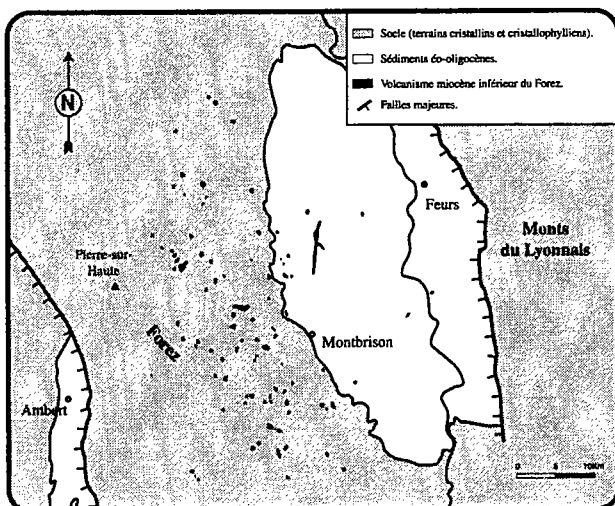
**Figure 33:** Carte de la répartition du volcanisme dispersé dans le graben de la Limagne et sur le socle périphérique. Les volcans sont principalement concentrés au sein du fossé d'effondrement et les seules laves différenciées émises durant cette période se situent dans la Comté. Modifiée d'après Cheguer et Goër (1996).

L'âge moyen des principales manifestations volcaniques a pu être précisé grâce aux récentes campagnes de datation portant sur le magmatisme de la Limagne. Ces dernières ont mis en évidence un maximum d'activité durant le Miocène inférieur (Chantepie, 1990; Cheguer, 1996; Chambon, 1997). Dans la Comté, seule région où le volcanisme est concentré et différencié, Cheguer (1996) a montré que les éruptions de laves différenciées se sont déroulées autour de  $21 \pm 1$  Ma. Sur la bordure occidentale de la Limagne, l'activité volcanique à l'origine des mesa basaltiques près de Clermont-Ferrand (Gergovie, Côtes de Clermont, Chateauguay) semble s'être concentrée entre 16 et 19 Ma (Chantepie, 1990).

Au total, près de 200 volcans monogéniques se mettent en place entre l'Oligocène supérieur et la fin du Miocène inférieur.

### *Volcanisme du Forez*

Contrairement au volcanisme de la Limagne qui est principalement situé au sein du graben, le magmatisme du Forez s'est majoritairement développé sur le socle hercynien à l'Ouest du fossé de Montbrison (80%) (Fig 34). L'aire de recouvrement du volcanisme est parallèle au fossé et elle est globalement allongée NNO-SSE. L'âge du magmatisme forézien a été initialement estimé sur la base d'arguments morphologiques et paléomagnétiques, entre l'Oligocène supérieur et la fin du Miocène (Glangeaud et Bobier, 1960). Des mesures K/Ar et Ar/Ar ont confirmé et précisé cet intervalle de temps et l'âge actuellement proposé pour ce volcanisme est situé entre 21,5 et 12,6 Ma (Bellon et Hernandez, 1979; Gerbe et al., 1998). Le début du magmatisme du Forez est donc plus récent que dans la Limagne. Cependant, l'âge de cette activité doit être précisé par des datations plus nombreuses car seul 1/10 des pointements a été daté. Finalement, dans le Forez, la phase de volcanisme dispersé a entraîné l'édification de près de 70 volcans.



**Figure 34:** Carte de localisation du volcanisme dispersé miocène inférieur sur la bordure orientale du Livradois et dans la moitié ouest du graben de Montbrison.

## **Pétrologie et géochimie**

L'étude des laves de la Limagne récemment entreprise par Cheguer (1996) montre que le volcanisme de cette province est à dominante basaltique (*s.l.*) (87,5% des analyses) et correspond à une série continentale alcaline typique. Les termes basiques sont majoritairement représentés par des basanites (60%), des hawaïtes et trachybasaltes potassiques (respectivement 13 et 16,5%), des basaltes alcalins (9,5%) et quelques néphélinites (1%). Dans la Comté, les magmas évoluent exceptionnellement jusqu'aux phonolites et résultent d'une cristallisation fractionnée de basanites dans une ou plusieurs chambres magmatiques basi- et intra-crustales (Cheguer, 1996).

Dans le Forez, les laves émises durant cet épisode de volcanisme dispersé sont toutes des basanites (à analcime ou leucite) ou des équivalents cryptomorphes (basanitoïdes, mandchourites, limburgites) (Dhellemmes et al., 1974; Bellon et Hernandez, 1979). La présence de nodules mantelliques dans certains dépôts et l'absence de termes différenciés suggèrent une remontée "rapide" du magma, sans stockage dans une chambre magmatique intra-crustale.

Les basanites et leurs équivalents étant majoritaires dans la Limagne et dans le Forez, et considérant les pourcentages obtenus pour le volcanisme tertiaire du Bouclier Rhénan (Wederpohl, 1985), il semblerait que plus de 70% des laves résultent d'un taux de fusion inférieur ou égal à 5%.

### **1.5.3 Implications géodynamiques**

Durant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, l'évolution entre les moitiés nord et sud du Massif Central devient clairement différentes.

Dans la partie nord, la subsidence persiste dans les grabens majeurs (Bresse, Roanne-Montbrison et Limagne) mais elle devient prédominante en Limagne. La nature des sédiments diffère également dans ces trois grabens. En Bresse, le hiatus de sédimentation durant une partie de l'Oligocène supérieur et le développement postérieur de séries à dominante détritique suggère une décroissance significative de la subsidence. Dans les grabens de Roanne et Montbrison, les sédiments sont uniquement détritiques et leur puissance est encore incertaine. Enfin, en Limagne, la subsidence atteint près de 1000 m et la sédimentation au niveau de la mer est attestée par la présence d'indices laguno-marins dans les sédiments lacustres.

Contemporaine de cette phase de subsidence majeure du graben de Limagne, une phase de volcanisme dispersé apparaît au sein du fossé et sur la bordure Est du Forez. Ce

magmatisme se développe dans la moitié ouest de la partie nord du Massif Central où l'extension est la plus importante. La nature alcaline sous-saturée des magmas émis lors de cette phase est typique d'un volcanisme continental intraplaque et suggère un taux de fusion mantellique relativement faible.

Sur le socle hercynien de la partie sud du Massif Central, il n'existe pas de témoin d'une sédimentation pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. Le volcanisme dispersé de la partie nord est également totalement absent.

Ceci suggère que l'extension a cessé dans la moitié sud dès l'Oligocène supérieur et qu'elle s'est poursuivie principalement dans la moitié occidentale de la partie nord. A partir du Miocène moyen, l'absence de sédiments dans les différents bassins du Massif Central indique finalement la fin de la phase de rifting initiée au Priabonien.

Dans la fosse de Valence, la persistance de la sédimentation au cours de l'Oligocène supérieur est vraisemblablement liée au Rift NO Méditerranéen. En effet, l'évolution chattienne du graben de Valence diffère fortement de celle du graben de la Bresse. En revanche, elle est relativement comparable à celle des grabens de Provence dans lesquels la sédimentation oligocène supérieur et miocène inférieur domine. L'évolution éo-oligo-miocène de la Fosse de Valence a donc été influencée au départ par le RMC puis par l'activation du rift NO Méditerranéen à partir de l'Oligocène supérieur.

## **1.6 Sédimentation laguno-marine: Fréquence et origine.**

Les témoins d'incursions d'eaux saumâtres dans les fossés du Massif Central se retrouvent de façon dispersée dans les sédiments éo-oligocènes. Les dépôts les plus anciens s'observent au Puy-en-Velay et en Bresse où ils forment la "Série Salifère Inférieure" (Busson et al., 1992). A cette époque, les arrivées d'eau marine semblent provenir du Sud de l'actuel couloir rhodanien (Sissingh, 1998) (Fig 35a). Au Rupélien inférieur, les incursions laguno-marines sont largement transgressives et elles envahissent la majorité des fossés (Puy-en-Velay, Lembron, Couzes, Limagne). L'origine de ces venues saumâtres est moins bien contrainte qu'au Priabonien mais il semble qu'elles proviennent encore du Sud-Est (Giraud, 1902; Gorin, 1975) (Fig 35b).

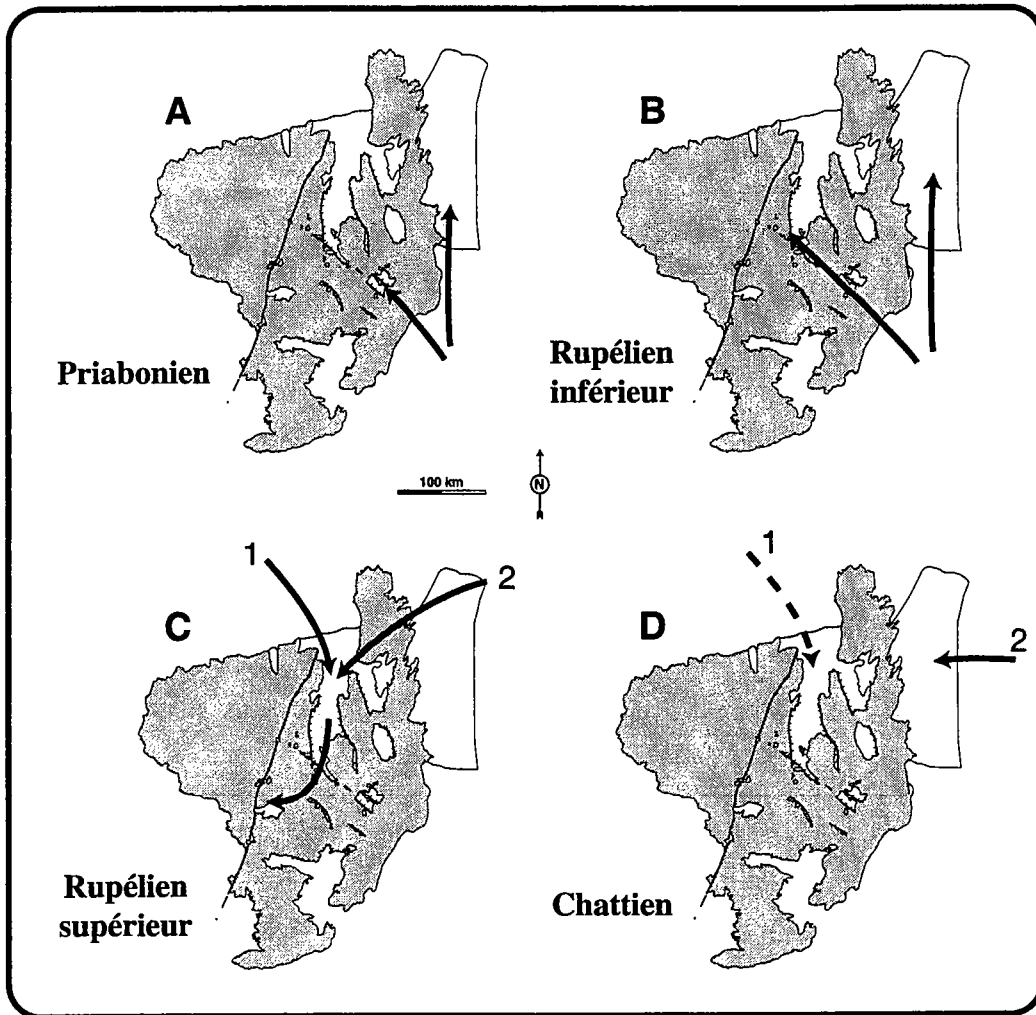
Au Rupélien supérieur, les incursions laguno-marines de la Limagne atteignent les bassins du Cantal (fossés mageridiens exclus) et disparaissent de la Bresse et du Puy-en-

Velay. Ces incursions dans la partie ouest du rift ont été remises en cause sur la base de résultats géochimiques (concentration en Brome) obtenus pour la série évaporitique bressane du Rupélien supérieur (Moretto, 1987; Busson et al., 1992). En effet, ces auteurs estiment que l'origine de la salinité peut provenir du lessivage de formations salifères sous-jacentes. En Limagne, un tel processus expliquerait la présence de faunes typiques d'un milieu saumâtre dans un paléo-environnement continental (Noël et al., 1994). Cependant, l'analyse des isotopes du strontium effectuée récemment sur des tests de gastéropodes du Rupélien de la Limagne démontre que l'eau dans laquelle se développaient ces organismes résultait d'un mélange entre des eaux marines et continentales (Bodergat et al., 1999). L'origine de ces arrivées d'eau marine n'est toujours pas établie. Si les communications avec le Sud-Est ne sont pas proposées, deux hypothèses sont néanmoins défendues pour expliquer le caractère laguno-marin; soit les eaux marines provenaient du Bassin de Paris via la Touraine (Alimen, 1948; Gorin, 1974), soit la Limagne était en communication avec la Bresse et le Sud du fossé rhénan via un chenal le long du sillon Blanzky-Le Creusot (Rey, 1971; Martini, 1990) (Fig 35c).

Enfin, les derniers témoins d'incursions laguno-marines s'observent en Bresse et en Limagne et datent de l'Oligocène supérieur. En Bresse, la présence de minéraux alpins dans les sédiments suggère des arrivées marines provenant de l'Est (Choignard, 1964) (Fig 35d). Dans la Limagne, l'origine des influences marines depuis le Nord est proposée par certains (Giraud, 1902) et récusée par d'autres (Gorin, 1974; Bodergat et al., 1999).

L'analyse des indices laguno-marins semble finalement montrer une variation des communications avec la mer au cours du temps. Cette évolution pourrait être interprétée en terme de géodynamique par une surrection du Sud du Massif Central à partir de l'Oligocène moyen, contemporain d'un "bascullement" vers le Nord. Cependant, même si cette possibilité n'est pas remise en cause, il faut garder à l'esprit qu'une communication avec la mer peut être interrompue par une simple barrière naturelle mesurant quelques mètres à quelques dizaines de mètres de haut. Entre le Priabonien et l'Oligocène supérieur, il est fort probable que de telles structures se soient localement développées en périphérie et au sein du Massif Central.





**Figure 35:** Origine des arrivées marines au sein du rift du Massif Central. A: Origine du Sud pour le bassin du Puy-en-Velay et de la Bresse (Sissingh, 1998). B: Les venues du Sud persistent et atteignent la Limagne (Giraud, 1902; Gorin, 1975). C: Arrivées marines dans le Cantal depuis le Nord avec deux origines possibles (1) depuis la Touraine (Alimen, 1948; Gorin, 1975), (2) par le chenal Blanzey-Le Creusot (Rey, 1971; Martini, 1990). D: Les eaux laguno-marines de la Limagne proviendraient de la Touraine (Giraud, 1902) et celle de la Bresse sont issues de l'Est (Choignard, 1964).

## 2 Géométrie des grabens et structure crustale du rift

L'étude de la structure des grabens et de la géométrie de la croûte consiste en une compilation de données géophysiques (gravimétrie et sismique réflexion et réfraction) et de forages pétroliers.

Les caractéristiques de la sédimentation comblant les grabens montrent qu'il existe de réelles différences dans l'évolution des parties nord et sud du Massif Central. L'articulation entre ces deux régions se situent selon un axe Est-Ouest passant au Sud de la Limagne d'Issoire. Ce bassin montre en effet de grandes affinités avec les fossés situés au Nord alors que sa sédimentation est très différente de celle de la Limagne de Brioude. Les deux parties nord et sud seront donc étudiées séparément dans les paragraphes suivants.

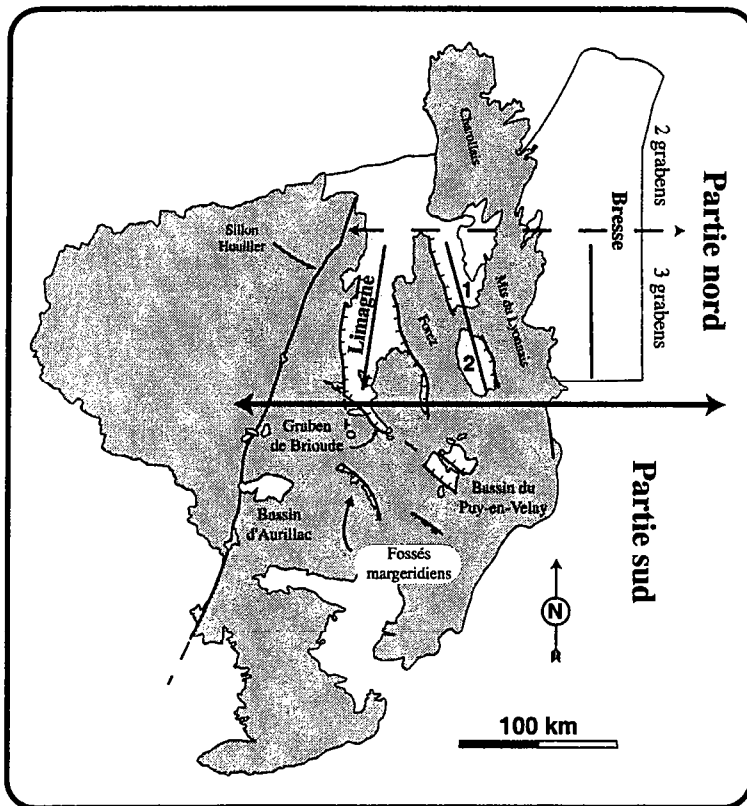
### 2.1 Structure de la moitié septentrionale

#### 2.1.1 Géométrie des grabens

Au Nord d'une transversale Est-Ouest au niveau de Tournus-Digoin-Moulins (Fig 36), la partie nord du rift du Massif Central est constituée de deux grabens majeurs globalement orientés N-S et séparés par le horst du Charollais-Morvan. Ces fossés représentent les terminaisons nord des grabens de la Limagne et de la Bresse.

Au Sud, entre cette transversale et la partie sud, le RMC est constitué des trois grabens principaux séparés par deux horsts hercyniens: les Monts du Lyonnais, entre la Bresse et Roanne-Montbrison, et le Forez, entre la Limagne et Roanne-Montbrison. Les trois principaux grabens de la partie nord sont globalement orientés N-S et sont, d'Est en Ouest, les grabens de la Bresse, de Roanne-Montbrison et de Limagne (Fig 36). En carte, le fossé de la Bresse mesure 160-170 km de long pour une largeur maximum de près de 50 km. Il est limité au Sud par le seuil du Lyonnais ou plateau de Vienne et au Nord par le seuil de Bourgogne. Les grabens de Roanne et Montbrison sont séparés l'un de l'autre par un seuil hercynien et mesurent respectivement 50 et 45 km de long pour une largeur totale de 25-30 et 20 km. La terminaison nord du graben de Roanne est en communication avec la Limagne au niveau du bassin de Vichy. Enfin, le graben de la Limagne (*s.l.*) dont la géométrie évolue du Nord au

Sud, mesure 150 km de long du bassin de Moulins à la Limagne d'Issoire et atteint sa largeur maximum (40 km) au niveau de la transversale Riom-Tiers.



**Figure 36:** Carte de localisation des principaux grabens éo-oligocènes. Les fossés de la partie sud présentent une orientation dominante N130-140E et les grabens de la partie nord sont principalement orientés N-S. 1: graben de Roanne. 2: graben de Montbrison.

### *Graben de la Bresse*

Le graben de la Bresse se subdivise en trois fossés séparés par des seuils orientés N40E (Fig 37). Au Sud, la Bresse Burgienne (méridionale) est limitée par le seuil du Lyonnais et est séparée de la Bresse Louhannaise par le seuil de Cormoz. Au Nord, la Bresse Chalonnaise (Bresse septentrionale) est bordée par le seuil de Bourgogne et sa limite sud est constituée par le seuil de Senneçay-la-Serre. Dans deux des trois fossés (Bresses Louhannaise et Burgienne), le remplissage sédimentaire a fait l'objet de recherches pétrolières (Rat, 1974; Blanc et al., 1991) et fut étudié lors de profils géophysiques (Truffert et al., 1989; Bergerat et al., 1990) (Fig 37). Ces différents travaux ont permis de contraindre la géométrie globale du graben et de déterminer les zones de subsidence maximum.

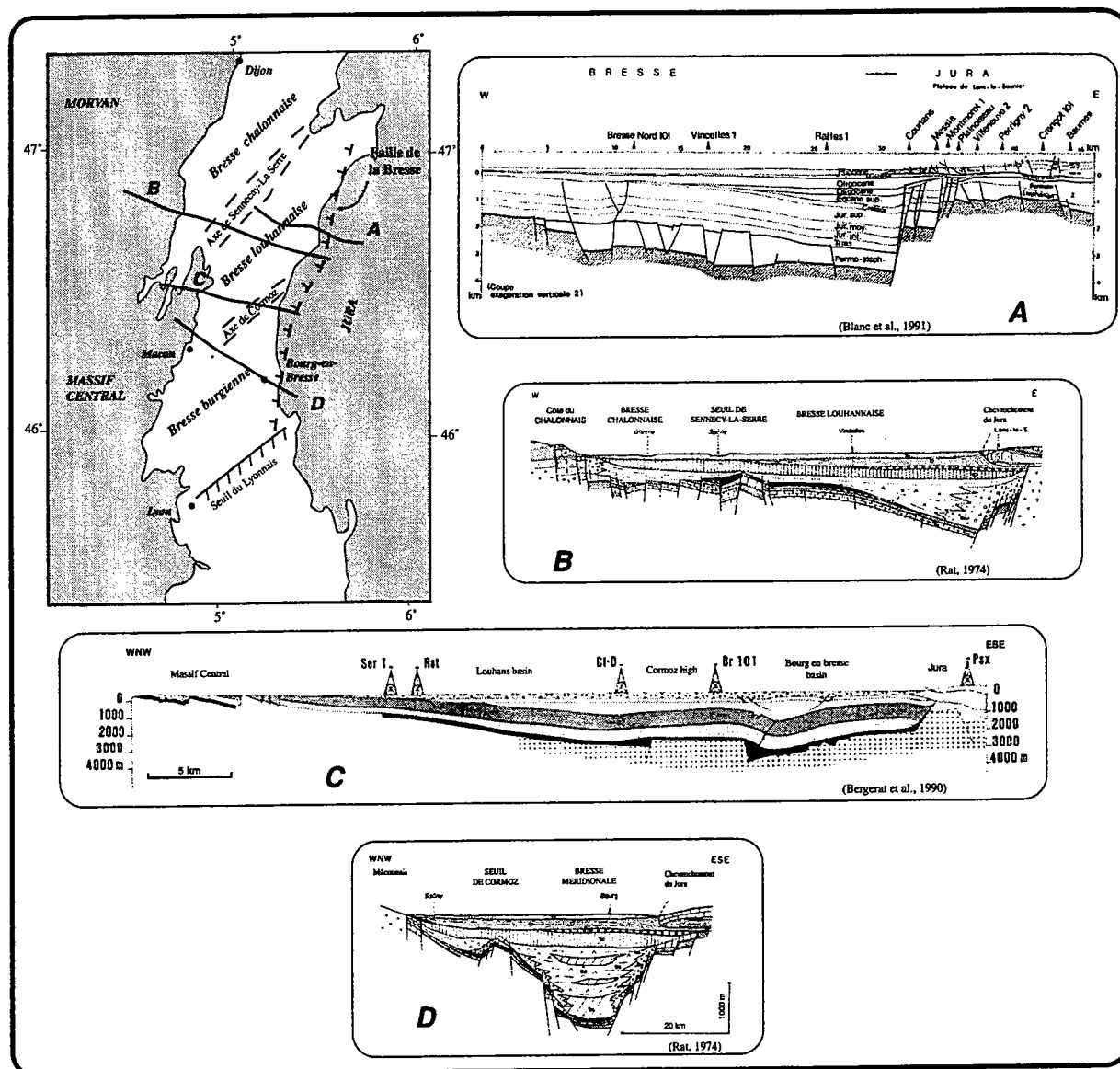
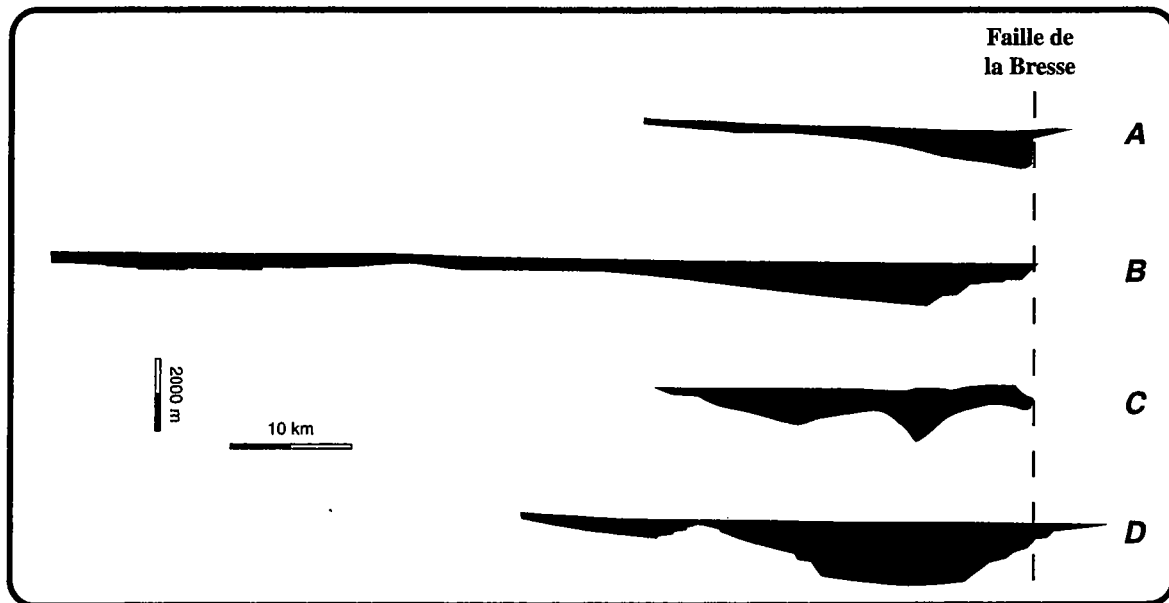


Figure 37: Carte du graben de la Bresse et coupes géologiques perpendiculaires aux structures établies à partir de profils sismiques et de sondages.

Ces travaux montrent que le graben de la Bresse est limité par une faille majeure à l'Est (Faille de la Bresse) et que les épaisseurs maximums de sédiments éocènes supérieur à miocènes inférieur se situent au pied de cet accident (Fig 38). Cette généralité peut-être localement infirmée. En effet, le long du profil ECORS, le rifting a entraîné la réactivation d'accidents hercyniens au niveau du seuil de Cormoz et a induit une subsidence maximum immédiatement à l'Est de ce horst (Fig 37c). Du Nord au Sud, de la Bresse Chalonnaise à la Bresse Burgienne, l'épaisseur des dépôts augmente graduellement et atteint un maximum au niveau du fossé évaporitique de la Bresse Burgienne (1600 m). Dans son ensemble, le graben de la Bresse est un fossé fortement asymétrique qui est bordé par une faille majeure à l'Est

(Faille de la Bresse) et qui présente une remontée régulière du socle jusqu'au Massif Central, à l'Ouest.



**Figure 38:** Variations d'épaisseur du remplissage sédimentaire éo-oligocène le long des coupes présentées dans la figure 37. L'épaisseur maximum des dépôts se situe toujours dans la partie orientale du fossé.

### *Grabens de Roanne-Montbrison*

La géométrie des grabens de Roanne et de Montbrison a pu être déterminée grâce aux sondages effectués par la COGEMA. Dans le fossé de Montbrison, l'épaisseur maximum de sédiments traversés par les forages (725m) se situe dans la moitié est du graben. D'après Le Griel (1975), le remplissage sédimentaire est asymétrique avec une faille bordière à l'Est et une remontée du socle en gradins jusqu'au Forez, à l'Ouest (Fig 39). D'après les sondages, le graben de Roanne est également asymétrique. Cependant, la faille bordière du fossé est située à l'Ouest et elle a induit un maximum de sédimentation au pied de cet accident (1000m). Le socle remonte à la faveur de gradins jusqu'aux Monts du Lyonnais à l'Est.

Même si chaque fossé d'effondrement est asymétrique, l'ensemble du système grabens de Roanne et de Montbrison peut être considéré comme globalement symétrique. Cette interprétation sera confirmée par la modélisation analogique (Chapitre 3).

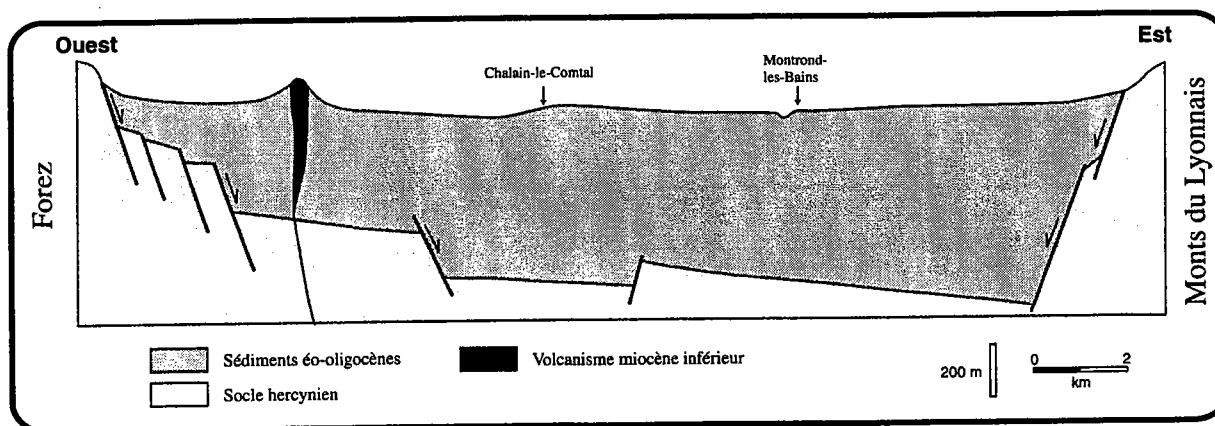


Figure 39: Coupe schématique à travers le graben de Montbrison. Modifié d'après Le Griel, 1975.

### Graben de la Limagne

Le graben de la Limagne est constitué du Nord au Sud par le bassin de Moulins, celui de Vichy, la Limagne de Clermont (Limagne s.s.) et la Limagne d'Issoire. De même qu'en Bresse, le remplissage sédimentaire a été l'objet de recherches pétrolières, de sondages de la COGEMA et de campagnes géophysiques de sismique et de gravimétrie qui ont permis de déterminer la structuration d'ensemble du fossé (Morange et al., 1971).

Dans le bassin de Moulins, l'épaisseur maximum des dépôts (630 m) se situe dans la partie occidentale (Riveline et al., 1988). D'après les sondages, le bassin est limité au Nord par un seuil orienté N40E et au Sud par le seuil de Saint-Pourçain/Saint-Germain-des-Fossés (Fig 40). L'épaisseur moyenne des sédiments suggère une asymétrie du fossé avec un maximum de subsidence à l'Ouest (600 m dans la partie occidentale et 440 m dans la moitié orientale).

Entre la Limagne de Clermont et le bassin de Moulins, le fossé de Vichy correspond à un couloir de subsidence de 7-8 km de large bordé par deux failles N-S (Fig 41). Ce graben est globalement asymétrique avec une faille bordière dominante à l'Ouest et une épaisseur du dépôt plus importante au pied de cet accident (1100 à 1250 m). A l'Est, la remontée du socle forme un gradin au niveau du horst de Saint-Germain-des-Fossés.

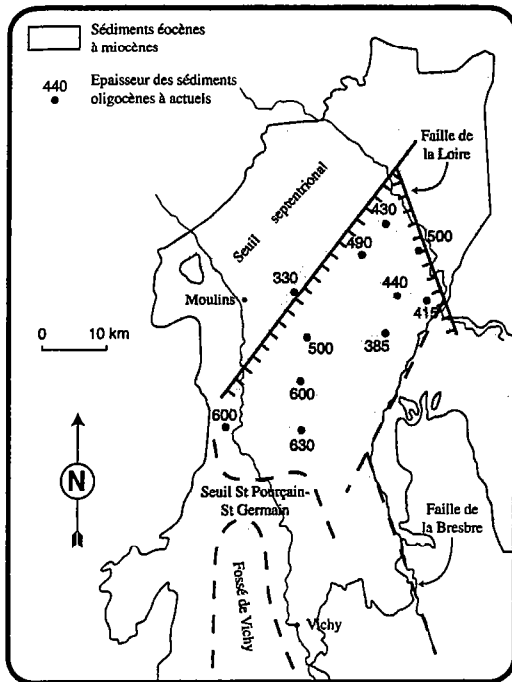
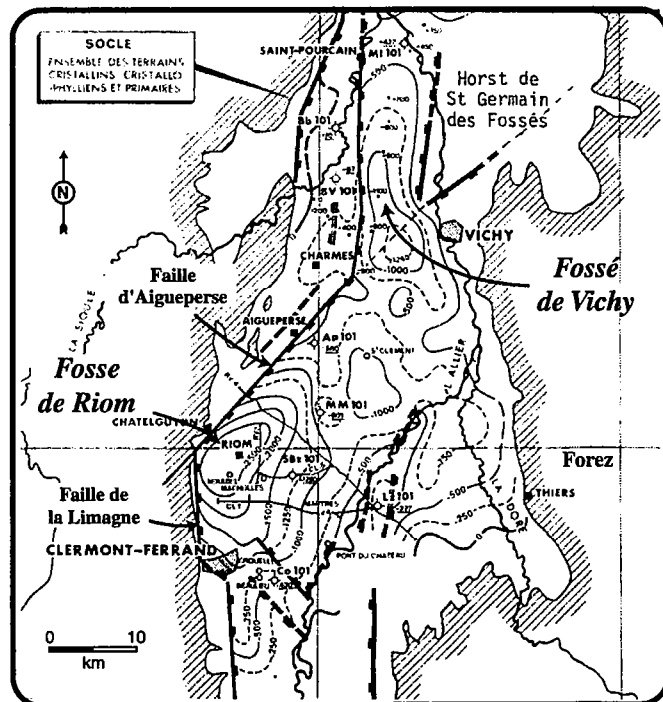


Figure 40: Carte du bassin de Moulins et épaisseurs du remplissage asymétrique de la sédimentation oligo-miocène.

Figure 41: Carte représentant les principales structures de la Limagne de Clermont et du fossé de Vichy. Le maximum de sédimentation se situe dans la fosse de Riom, au SE de l'intersection de la faille de la Limagne et de celle d'Aigueperse. Modifié d'après Morange et al., 1971.

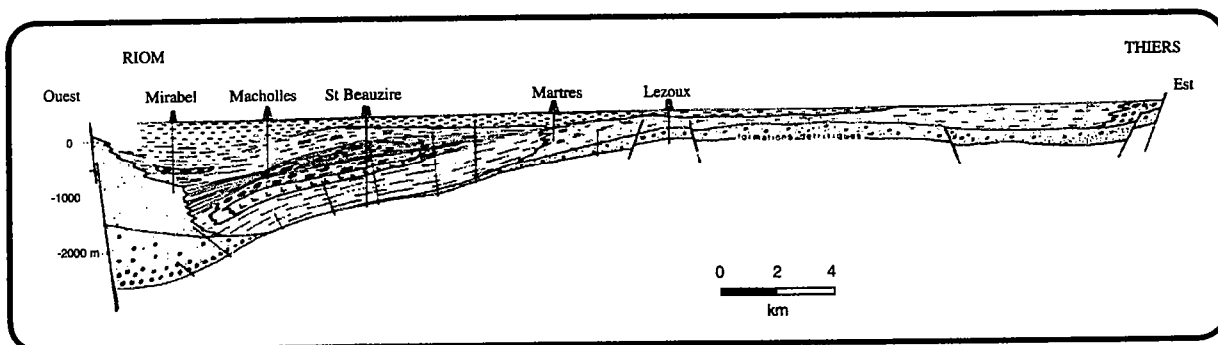


Le fossé principal de la Limagne *s.l.* est la Limagne de Clermont. Les données gravimétriques montrent que ce graben est limité à l'Ouest et au NO par deux failles majeures: la Faille de la Limagne et la faille d'Aigueperse orientées respectivement N-S et N40E (Fig 41). L'intersection de ces deux accidents limite à l'Ouest la fosse de Riom dans laquelle plus de 3000 m de sédiments éo-oligocènes se sont déposés lors de l'extension. D'après les profils de sismique réflexion, la remontée du socle vers l'Est se fait régulièrement jusqu'au seuil de



Lezoux (Fig 42). A l'Est, l'épaisseur des sédiments diminue progressivement jusqu'au sillon de Thiers (700 à 800 m de dépôt).

Le long d'une transversale passant par Riom et Thiers, le graben de la Limagne présente une forte asymétrie et la géométrie de la partie ouest de la coupe s'apparente à celle d'un roll-over. Ceci suggère que la Faille de la Limagne correspond globalement à une faille normale listrique.



**Figure 42:** Coupe géologique E-O perpendiculaire au demi-graben de la Limagne établie à partir des sondages et profils sismiques. D'après Morange et al. (1971) et Autran et al. (1979).

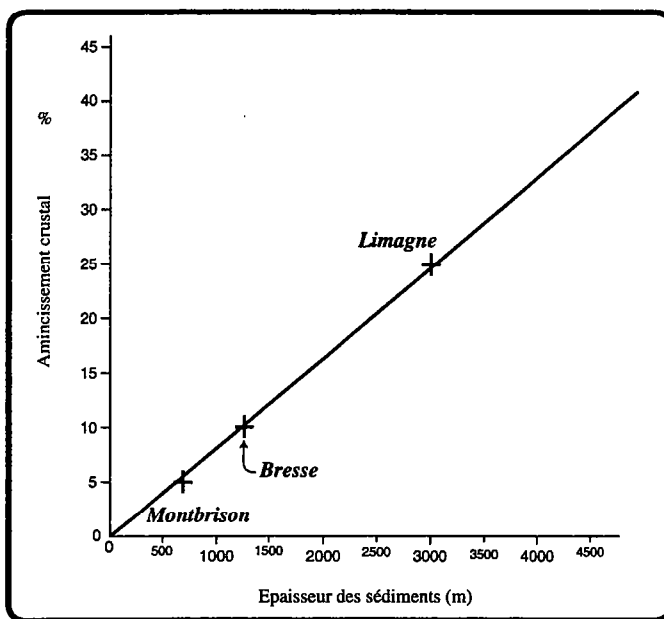
La géométrie de la partie sud de la Limagne de Clermont et de la Limagne d'Issoire n'est pas définie avec précision. La perturbation de la géométrie initiale liée à l'évolution post-oligocène en est la principale raison. S'il est certain que la faille de la Limagne se poursuit vers le Sud jusqu'à Saint-Floret (latitude d'Issoire), il est également évident que son importance décroît graduellement. A l'Est de cette faille, l'épaisseur des sédiments ne dépassent pas 400-500 m et la présence de faille à regard Est limitant les ombilics de subsidence, mime une succession de blocs basculés vers l'Ouest. Dans cette partie sud de la Limagne (*s.l.*), la remontée orientale du socle hercynien se fait sous forme de gradins limités par des accidents N20E jusqu'au Livradois. Dans cette région, la présence de sédiments éo-oligocènes à des altitudes importantes indique, comme dans le Forez, que la géométrie initiale du graben n'est pas identique à la géométrie actuelle.

Dans son ensemble, le fossé d'effondrement de la Limagne peut-être considéré comme un demi-graben limité à l'Ouest par la faille de la Limagne dont le rejet maximum est supérieur à 3500 m (Fig 42).

### 2.1.2 Géométrie du Moho

Le long de la transversale passant par les zones les plus subsidentes de la Limagne et de la Bresse, la profondeur du Moho peut être appréciée à partir des résultats de plusieurs campagnes sismiques (Perrier et Ruegg, 1973; Hirn et Perrier, 1974; Truffert et al., 1989; Bergerat et al., 1990; Zeyen et al., 1997a).

Dans le Massif Central, la base de la croûte oscille entre 30 et 32 km dans les régions indemnes de l'extension éo-oligo-miocène (Zeyen et al., 1997a). Les variations importantes de ces valeurs moyennes dans les régions affectées par l'extension (i.e. à l'Est du Sillon Houiller) sont liées à l'évolution cénozoïque. En effet, il existe à l'aplomb des grabens une relation linéaire entre l'épaisseur des sédiments comblant les trois fossés de la partie nord et le taux d'amincissement crustal (Fig 43). Cette relation suggère que l'amincissement actuellement observable a été entièrement réalisé lors de l'extension et qu'il n'est pas le résultat d'une évolution post-oligocène.



*Figure 43: Relation linéaire entre l'amincissement crustal observé à l'aplomb des grabens et l'épaisseur des sédiments éo-oligocènes au niveau des profils sismiques.*

La profondeur du Moho doit être corrigée pour rendre compte de l'amincissement crustal. En effet, la profondeur du Moho est mesurée à partir du niveau marin, ce qui ne correspond pas à l'épaisseur réelle de la croûte anté-cénozoïque. L'amincissement crustal lié au rifting doit être calculé soit en additionnant l'altitude des formations anté-tertiaires lorsqu'elles sont à l'affleurement, soit en déduisant l'épaisseur du remplissage éo-oligocène.

En Limagne, la profondeur du Moho à 26 km indique un amincissement crustal sensible (25%) à l'aplomb de la faille bordière (Fig 44). A l'Ouest, sous le plateau de la

Chaîne des Puys, le Moho s'enfonce brutalement à 30 km; valeur d'une croûte non amincie, surtout si l'on considère que le socle affleure à 1000 m dans cette région (Fig 44). A l'Est de l'amincissement maximum, la base de la croûte s'enfonce régulièrement jusqu'à 27,5 km et forme une nouvelle inflexion sous le Forez (Moho à 26,6 km) (Fig 10 et 11 dans Zeyen et al., 1997a). L'altitude du socle (1500 m en moyenne) ajoutée à la profondeur du Moho indique un amincissement crustal de 10%. Il existe donc deux remontées du Moho dans la partie ouest du rift: la plus importante à l'aplomb de la faille de la Limagne et l'autre sous le Forez.

	Profondeur du Moho (km)	Position des formations anté-tertiaires par rapport au niveau de la mer (m)	Epaisseur de la croûte (km)	Amincissement crustal maximal
<b>Bresse</b>	29,5	-1500	28	<b>10%</b>
<b>Bresse centrale</b>	28,3	+200	28,5	<b>8%</b>
<b>Bresse-Mts du Lyonnais</b>	26,7	+400	27,1	<b>13%</b>
<b>Roanne-Montbrison</b>	29,5	-300	29,2	<b>5%</b>
<b>Forez</b>	26,6	+1500	28,1	<b>10%</b>
<b>Limagne</b>	26	-2700	23,3	<b>25%</b>
<b>Chaîne de Puys</b>	30	+1000	31	<b>0%</b>

*Figure 44: Tableau indiquant la profondeur du Moho, la position des formations anté-tertiaires, l'épaisseur de la croûte amincie et le taux d'amincissement. Calculé à partir des données de Morange et al., 1971; Truffert et al., 1989; Bergerat et al., 1990; Zeyen et al., 1997a et des cartes géologiques.*

En Bresse, la géométrie de la base de croûte est plus régulière (Fig 5 dans Bergerat et al., 1990). La profondeur du Moho, minimum (26,7 km) sous la limite occidentale du graben, augmente régulièrement vers l'Est et atteint à l'aplomb de la faille de la Bresse 29,5 km. Les corrections d'altitude et d'épaisseur des sédiments éo-oligocènes suggèrent un amincissement crustal maximum sous la bordure occidentale du graben. Cependant, la quantité de socle érodé au niveau des Monts du Lyonnais n'est pas quantifiable.

Sous les grabens de Roanne et de Montbrison, les données existantes montreraient une profondeur du Moho à 29,5 km et un amincissement crustal relativement faible (5%).

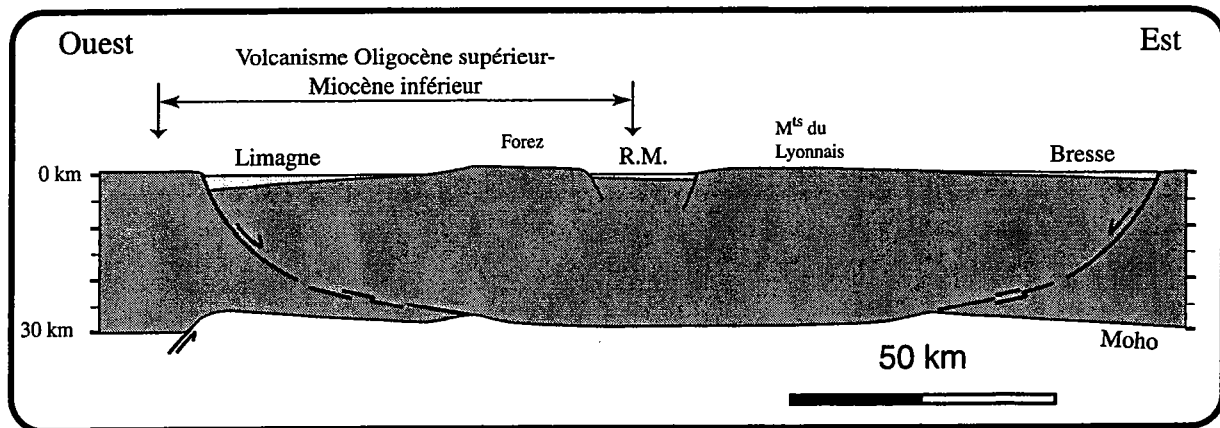
Cependant, cette région n'a pas fait l'objet de profils géophysiques et les données disponibles sont le résultat d'interpolations.

### **2.1.3 Structure crustale de la partie nord**

Les fossés de la partie septentrionale du RMC sont structurés selon deux orientations dominantes: N-S et N40E. A l'instar des Failles de la Limagne et de la Bresse, les failles sub-méridiennes constituent les limites principales des grabens. En revanche, les accidents N40E bordent des structures au sein des grabens. A cet égard, les seuils de Cormoz et de Senneçay-la-Serre, en Bresse et la faille d'Aigueperse en Limagne sont des structures tectoniques actives à l'Eo-oligocène qui n'ont pas décalé significativement le socle en dehors des grabens.

La géométrie des fossés et le profil du Moho le long d'une transversale passant par la fosse de Riom, le graben de Montbrison et la Bresse, permettent de dresser une coupe à l'échelle crustale (Fig 45). A l'échelle des grabens, cette coupe met en évidence une symétrie de miroir centrée sur le graben de Roanne-Montbrison. Ce graben, symétrique dans l'ensemble, est bordé par deux seuils hercyniens orientés N-S et atteignant les altitudes respectives de 1634 m (Pierre-sur-Haute) et 1009 m (Mont-St-Rigaud) pour le Forez et les Monts du Lyonnais. A l'Ouest du Forez et à l'Est des Monts du Lyonnais, les formations anté-tertiaires s'enfoncent régulièrement jusqu'à des ombilics sédimentaires limités par les failles bordières. Les failles de la Limagnes et de la Bresse sont de vergence opposée et limitent chacune les grabens asymétriques ou demi-grabens (Fig 45).

En faisant dans un premier temps abstraction de la remontée du Moho sous la Limagne, la symétrie visible à l'échelle des grabens existe également à l'échelle de la croûte. De fait, les deux inflexions du Moho situées de part et d'autre du graben de Roanne-Montbrison, sous le Forez et la bordure occidentale de la Bresse, sont interprétées comme l'enracinement en base de croûte des zones de déformation à l'origine des failles bordières des deux grabens asymétriques. Les grabens de la Bresse et de la Limagne auraient donc été créés par la formation de deux zones de déformation majeures traversant l'ensemble de la croûte.



**Figure 45:** Coupe E-O à l'échelle crustale dans la partie nord du Massif Central. Le graben de Montbrison est bordé de chaque côté par un horst hercynien (Forez et Monts du Lyonnais), puis par deux demi-grabens (Limagne et Bresse). Les deux failles bordières du système sont associées à des zones de déformation ductile dans la croûte inférieure qui s'enracineraient en base de croûte en produisant une inflexion du Moho. A l'aplomb de la faille de la Limagne, les données sismiques indiquent une remontée du Moho dont l'âge et l'origine sont discutées dans le texte.

La remontée du Moho à l'aplomb de la Faille de la Limagne et la présence du volcanisme dispersé uniquement dans la partie ouest de la coupe constituent les deux témoins d'une évolution asymétrique lors de l'épisode de rifting.

Au Nord de la coupe de la figure 45, au niveau du Morvan, la géométrie décrite ci-dessus évolue. En effet, il n'existe plus de graben central et les fossés de Moulins et de la Bresse Chalonnaise sont séparés par le horst central du Charollais-Morvan.

## 2.2 Caractéristiques des grabens de la moitié sud

### 2.2.1 Géométrie des grabens

Les principaux fossés de la partie sud du Massif Central sont d'Ouest en Est, les bassins du Cantal (Aurillac et Mauriac), les grabens de la Margeride, celui de Brioude et le bassin du Puy-en-Velay. Hormis les bassins du Cantal qui sont actuellement masqués par le stratovolcan cantalien, ces grabens sont majoritairement bordés par des failles orientées N130-N140E qui ont en partie contrôlé la subsidence (e.g. fossés de la Margeride et de Brioude). Les fossés margeridiens sont asymétriques et sont limités au NE par la faille bordière de la Margeride (Fig 36). Le graben de Brioude situé sur la bordure NE de ce horst

hercynien est également asymétrique. La remontée de socle se fait progressivement vers le NE depuis le pied de la faille de Brioude limitant le graben au SO. Enfin, la géométrie du bassin du Puy-en-Velay est difficile à établir car une partie des sédiments est recouverte par les formations volcaniques de la province du Devès. Il est globalement constitué de deux sous-bassins séparés par un horst orienté N130E sur lequel reposent les sédiments paléogènes (Arkoses de Blavozy).

L'épaisseur totale des dépôts éo-oligocènes dans les grabens de la partie sud varie relativement peu. Inférieurs à 250 m dans les bassins du Cantal et du Puy-en-Velay, n'excédant pas 150 m dans les fossés margeridiens, les sédiments éo-oligocène n'ont une puissance significative que dans le graben de Brioude (près de 750 m au pied de la faille bordière). Dans ce fossé asymétrique, l'importance de la subsidence peut être expliquée par la proximité de la Limagne avec laquelle il semble communiquer. En outre, cette région située entre la partie nord fortement affectée par l'extension et la partie sud où la subsidence a été limitée, a probablement subi dans une certaine mesure l'extension visible au Nord.

La subsidence a donc été relativement faible dans la partie sud du Massif Central. Comparée à la moitié nord, la géométrie des fossés est nettement moins bien définie, une des causes en étant vraisemblablement l'évolution post-oligocène du rift.

### **2.2.2 Structure crustale**

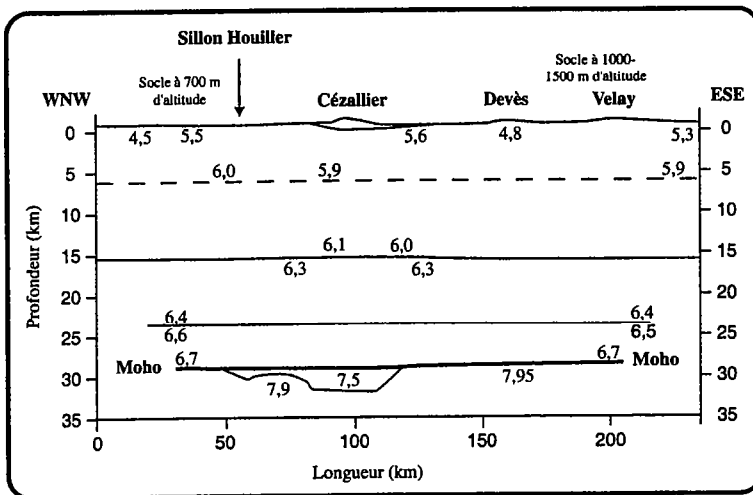
Peu de données sont disponibles pour contraindre la géométrie de la croûte de cette partie sud. Cependant, le profil sismique effectué entre le plateau des Milles Vaches à l'Ouest du Sillon Houiller et la bordure ardéchoise du Dôme du Velay à l'Est, montre clairement que le Moho est sub-horizontale, situé à 29 km de profondeur au NO remontant très légèrement jusque sous le Velay à 28,5 km (Fig 46) (Zeyen et al., 1997a). En corrigeant ces valeurs avec l'altitude du socle, il apparaît que l'épaisseur de la croûte est identique d'Ouest en Est (29,7 km) et que l'amincissement crustal est quasi nul (3-4% pour une croûte moyenne à 31 km).

### **2.2.3 Conclusions**

Ainsi, l'extension éo-oligocène n'a pas affecté la partie sud du Massif Central de façon significative. L'horizontalité du Moho indique que contrairement à la partie nord l'amincissement crustal, faible, a été extrêmement homogène. Cette faible extension est probablement à l'origine de l'absence de grande faille bordière et elle peut également



expliquer (i) la superficie relativement importante des bassins, (ii) la faible épaisseur des dépôts (e.g. bassins de Cantal et bassin du Puy-en-Velay *s.l.*) et (iii) l'absence de volcanisme à la fin de la sédimentation (Fig 7)



**Figure 46:** Coupe ONO-ESE à l'échelle crustale au niveau de la partie sud du rift du Massif Central. Le profil du Moho n'est pas perturbé et la croûte n'est pas ou peu amincie (3-4% maximum). Modifiée d'après Zeyen et al., 1997a.

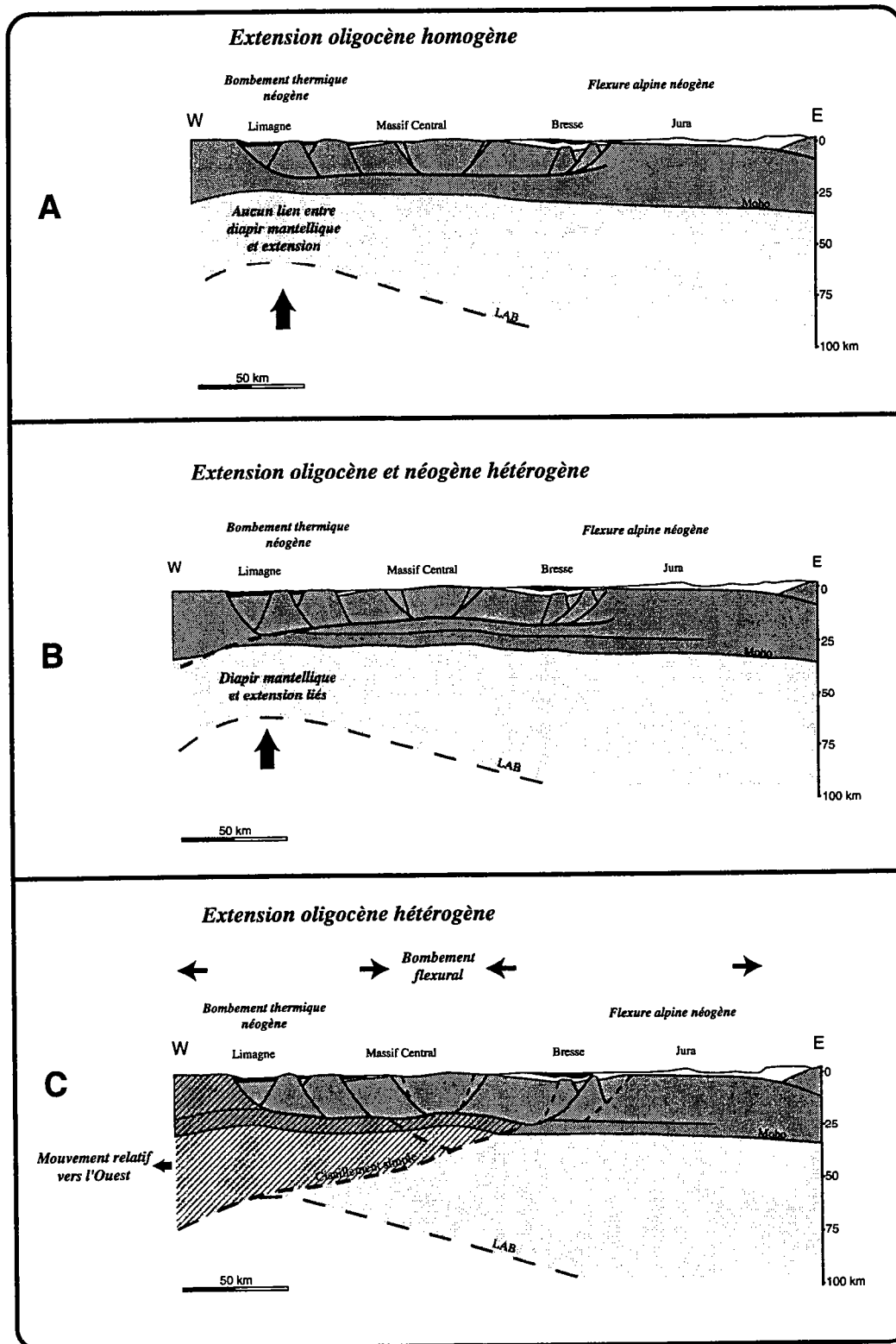
### 3 Modalités de l'extension éo-oligocène

Les premiers dépôts cénozoïques du Massif Central datent du Lutétien-Bartonien et affleurent de part et d'autre du Sillon Houiller. Leur faible épaisseur et leur répartition très dispersée suggèrent une subsidence réduite et locale. Cependant, cette conclusion établie à partir des observations actuelles peut être erronée car cette sédimentation relativement ancienne a pu être érodée lorsqu'elle n'était pas protégée par des formations sus-jacentes. Dans un premier temps, il paraît audacieux de vouloir interpréter cette première phase de dépôt. Une comparaison avec les autres segments du Rift Ouest-Européen permettra éventuellement d'intégrer cette phase initiale de sédimentation dans un modèle géodynamique global.

#### 3.1 Interprétations précédentes

Sur la base des modèles de rifting publiés dans la littérature, trois modèles ont été proposés pour expliquer l'asymétrie du rift du Massif Central (Bergerat et al., 1990, p154-155). Dans un premier cas, le rift est considéré comme symétrique et résultant d'un cisaillement pur à l'échelle lithosphérique (Fig 47a). C'est la mise en place d'un diapir mantellique qui induit finalement une asymétrie dans le système. Une alternative à ce modèle correspond à la formation d'une grande faille de détachement intra-crustale qui relierait la Faille de la Bresse à la remontée du Moho sous la Limagne (Fig 47b). Selon cette hypothèse, la remontée de l'asthénosphère serait asymétrique et limitée à la moitié occidentale. Le dernier modèle proposé envisage la formation d'une zone de cisaillement unique traversant toute la lithosphère et permettant la remontée du LAB à l'aplomb de la Limagne (Fig 47c). Dans ces deux derniers cas, la Faille de la Bresse serait la faille majeure du rift et l'amincissement crustal maximum se serait produit à l'aplomb du graben de la Bresse.

Les données géophysiques et géologiques montrent indiscutablement que la Faille de la Bresse n'est pas la faille maîtresse du système et que l'amincissement maximum se situe sous le demi-graben de la Limagne. Nous proposons donc de réinterpréter l'évolution du RMC lors de l'extension éocène supérieur à miocène inférieur.



**Figure 47:** Coupes interprétatives des modalités d'extension et de l'évolution du RMC d'après Bergerat et al., 1990. A) Extension oligocène symétrique de type cisaillement pur puis mise en place d'un diapir mantellique. B) Extension oligocène et néogène asymétrique à l'échelle crustale (i.e. méga-faille de détachement reliant le graben de la Bresse au Moho, à l'aplomb de la Limagne) qui induit le développement d'un diapir mantellique. C) Extension oligocène asymétrique liée à une faille de détachement lithosphérique depuis la Bresse jusque sous la moitié occidentale du rift. Cette faille de détachement a engendré la remontée du LAB à l'aplomb de la Limagne.

### 3.2 Age de l'extension

Comme le démontre l'âge Priabonien des premiers dépôts comblant les grabens du RMC, le rifting a débuté à l'Eocène supérieur. A partir de cette époque, les premières failles se sont créées et ont induit une subsidence importante dans la partie nord du Massif Central, à l'Est du Sillon Houiller. Entre le Priabonien et le Rupélien supérieur, la sédimentation s'est généralisée dans une région allant des grabens de la Margeride et de Langogne, au Sud, aux bassins de Moulins et de la Bresse Chalonnaise, au Nord. A partir de l'Oligocène supérieur, le rifting n'a affecté que la partie nord et il s'est poursuivi localement jusqu'au Miocène inférieur. Dans cette moitié septentrionale, la concentration du rifting et l'arrêt de l'extension sont contemporains d'une phase de volcanisme dispersé qui s'est développée dans la partie occidentale (entre le Sillon Houiller et le graben de Montbrison).

### 3.3 Modalités d'extension du RMC à l'échelle crustale

L'étude conjointe de la sédimentation, du volcanisme, et des données géophysiques montre que l'extension éo-miocène a principalement affecté la partie nord du Massif Central. Dans cette région, l'âge et l'épaisseur des formations sédimentaires et la géométrie de la croûte montrent que le mode d'extension a évolué pendant le rifting.

#### 3.3.1 *Modèle de rifting*

A l'heure actuelle, les deux modèles de rifting les plus fréquemment proposés (Buck, 1991; Benes and Davy, 1996; Brun, 1999) sont les riftings de types actif et passif. A cet égard, il est utile de rappeler que l'évolution tectonique d'un rift est fortement dépendante du moteur de l'extension. L'ascension d'un point chaud (i.e. rift actif) provoque dans un premier temps un bombement topographique marqué, dont les causes essentiellement thermiques ont été modélisées numériquement (Fleitout et al., 1986). Si le volcanisme peut être synchrone de ce bombement en liaison avec la décompression de l'asthénosphère, l'extension de la lithosphère n'apparaît qu'ensuite, comme une conséquence de ce soulèvement. Il en résulte que la sédimentation est tardive dans l'évolution générale du système. L'évolution tectonique classique associée à ce mode de rifting correspond à la suite chronologique: bombement topographique et volcanisme puis extension et sédimentation (e.g. Park, 1988; p85). A

l'inverse, le rifting d'une lithosphère dû à des forces trouvant leur origine aux limites des plaques (i.e. rift passif) provoque d'abord un bassin de sédimentation où le volcanisme peut être rare ou absent. Ce n'est que dans un second temps qu'un soulèvement d'origine thermique et un volcanisme concomitant se produit. L'évolution tectonique classique associée à ce mode de rifting correspond alors à la suite chronologique: extension et sédimentation puis soulèvement et volcanisme (e.g. Park, 1988; p 85).

Dans le cas du Massif Central, le volcanisme demeure absent ou très timide durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur et moyen, au cours desquels une sédimentation épaisse signe la phase majeure de rifting. L'absence d'un réseau hydrographique organisé, et de multiples et brèves incursions marines durant cette période, impliquent qu'aucun soulèvement notable ne s'est encore réalisé. Ce n'est qu'à partir de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur que le volcanisme dispersé s'intensifie et se généralise. Cette chronologie bien établie plaide en faveur d'un rifting de type passif (Bois, 1993; Merle et al., 1998)

Le moteur de l'extension à l'origine des grabens Nord-Sud du Massif Central est donc à rechercher en périphérie du rift. D'après l'orientation des fossés, cette extension était orientée Est-Ouest avec une contrainte principale maximale  $\sigma_1$  verticale et une contrainte principale  $\sigma_3$  Est-Ouest.

### 3.3.2 Extension symétrique (Eocène supérieur-Oligocène moyen)

L'étude de la géométrie de la croûte le long d'une transversale Est-Ouest passant par les régions les plus subsidentes montre en surface une symétrie de miroir centrée sur le système de grabens de Roanne-Montbrison (Fig 45). L'âge de cette évolution symétrique peut être apprécié grâce au remplissage sédimentaire des fossés majeurs. De fait, entre le Priabonien et l'Oligocène moyen, les demi-grabens latéraux de la Bresse et de la Limagne sont caractérisés par une subsidence relativement comparable et des dépôts maximums au pied des failles bordières. Durant cette période, les épaisseurs maximales des sédiments atteintes en Bresse et en Limagne sont respectivement de 1450 et 2000 m.

L'enracinement en profondeur des Failles de la Limagne et de la Bresse suggère que la symétrie du rift a été induite par la création simultanée de deux zones de déformation majeures représentées par les deux failles bordières majeures traversant l'ensemble de la croûte fragile et par les *shear zones* associées dont le pendage diminue, dans la partie ductile.

### **3.3.3 Extension asymétrique (Oligocène supérieur-Miocène inférieur)**

A partir de l'Oligocène supérieur, la subsidence se concentre uniquement dans la partie occidentale du rift (1000 m de dépôts dans le demi-graben de la Limagne). Cette sédimentation est contemporaine de l'apparition d'une phase volcanique limitée à la partie ouest (entre le Sillon Houiller et le graben de Montbrison).

Le développement de ces différents événements visibles en surface rend compte de bouleversements dans les modalités d'extension à l'échelle de la lithosphère. Effectivement, l'arrêt de la sédimentation dans le graben de la Bresse pendant une partie du Chattien indique clairement que la faille bordière était significativement moins active que celle de la Limagne. A l'échelle crustale, ceci implique que l'extension était devenue asymétrique.

L'évolution asymétrique du rift est confortée par l'apparition dans la moitié occidentale du volcanisme dispersé à partir de l'Oligocène supérieur. Dans le cas d'un rift passif sans arrivée de panache mantellique, le développement de ce magmatisme suggère un amincissement lithosphérique suffisant pour entraîner la fusion partielle du manteau sous la partie ouest.

Enfin, le dernier indice d'une évolution asymétrique est la remontée du Moho à l'aplomb de la faille de la Limagne. Cette inflexion ne peut être datée de façon précise. Cependant, son développement dans une zone où l'asymétrie est apparue à partir de l'Oligocène supérieur, doit vraisemblablement être rapporté à cette période. Rappelons à ce propos qu'il y a sur cette transversale une relation linéaire entre épaisseur des sédiments éo-oligo-miocènes et le pourcentage d'amincissement crustal (Fig 43).

### **3.3.4 Conclusions**

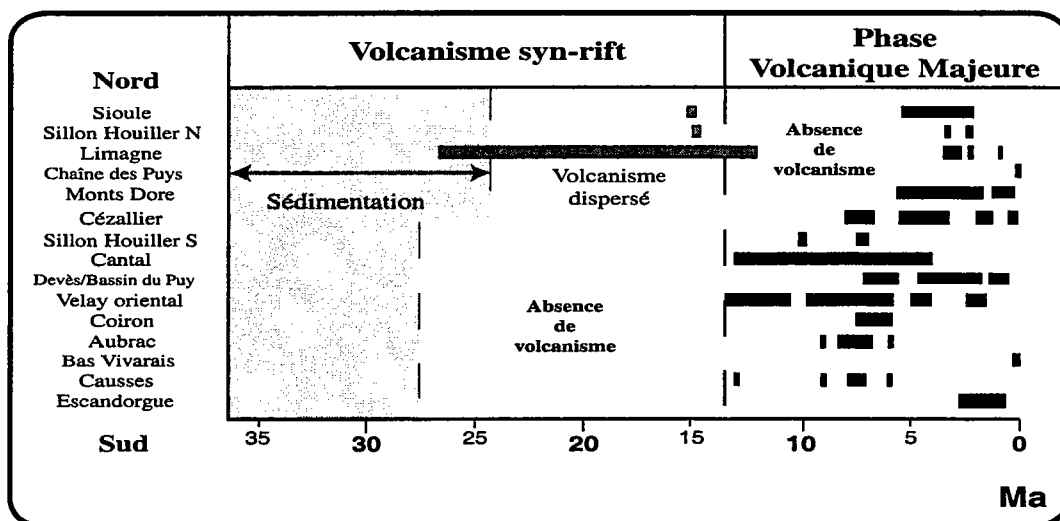
Il apparaît que l'extension liée à un rift de type passif s'est produite en deux phases différentes et successives. Une extension symétrique à l'origine de la géométrie globale des grabens et une extension asymétrique, responsable de l'amincissement crustal sous la faille de la Limagne et du volcanisme dispersé dans la partie occidentale. Les modalités d'extension à l'échelle lithosphérique ne constituant pas le but de cette partie, elles seront discutées dans le Chapitre 4 de ce mémoire.



# Evolution "post-rift"

# 1 Introduction

Suite à l'épisode de rifting passif, la Phase Volcanique Majeure débute dans le Massif Central de façon diachrone entre le Nord et le Sud. Dans la partie sud, les premières manifestations apparaissent au Miocène supérieur dans une région vierge de volcanisme (à l'exception du neck paléocène des Tassières). Au Nord, le magmatisme lié à la phase majeure se développe à partir de 5,5 Ma après une absence totale d'éruption depuis 12 Ma (Fig 48). Le magmatisme le plus récent est Holocène et il témoigne d'une activité plus ou moins continue depuis le début de cet épisode de volcanisme.



*Figure 48: Tableau du volcanisme du Massif Central présentant les différentes provinces de la phase volcanique majeure. Au Nord et au Sud, l'épisode de volcanisme débute après un hiatus de magmatisme.*

Les sédiments éo-oligocènes déposés au niveau de la mer et actuellement à des altitudes importantes montrent que l'évolution "post-rift" est marquée par une surrection généralisée du Massif Central. Cette surrection a entraîné des mouvements tectoniques verticaux dont l'importance diffèrent selon les régions. En première approximation, le bombement peut être défini comme un basculement du socle hercynien vers le NNO (Fig 31 et 32 dans Carbon, 1992).

Ces deux phénomènes (volcanisme et surrection) étant contemporains, nous tenterons de déterminer les liens et l'origine des deux événements.

## 2 La Phase Volcanique Majeure (PVM)

La PVM s'est principalement développée dans la partie centrale du Massif Central. Les manifestations les plus septentrionales se situent au niveau de la Chaîne de la Sioule et de la Chaîne des Puys. Trois cents kilomètres au Sud, les volcans de l'Escandorgue atteignent la Mer Méditerranée au Cap d'Agde (Fig 49). En Est-Ouest, la largeur maximum de la zone couverte par le magmatisme est d'environ 200 km. Les éruptions ne se sont déroulées qu'exceptionnellement à l'Ouest du Sillon Houiller tandis que la province des Coirons en constitue la manifestation la plus orientale (Fig 49).

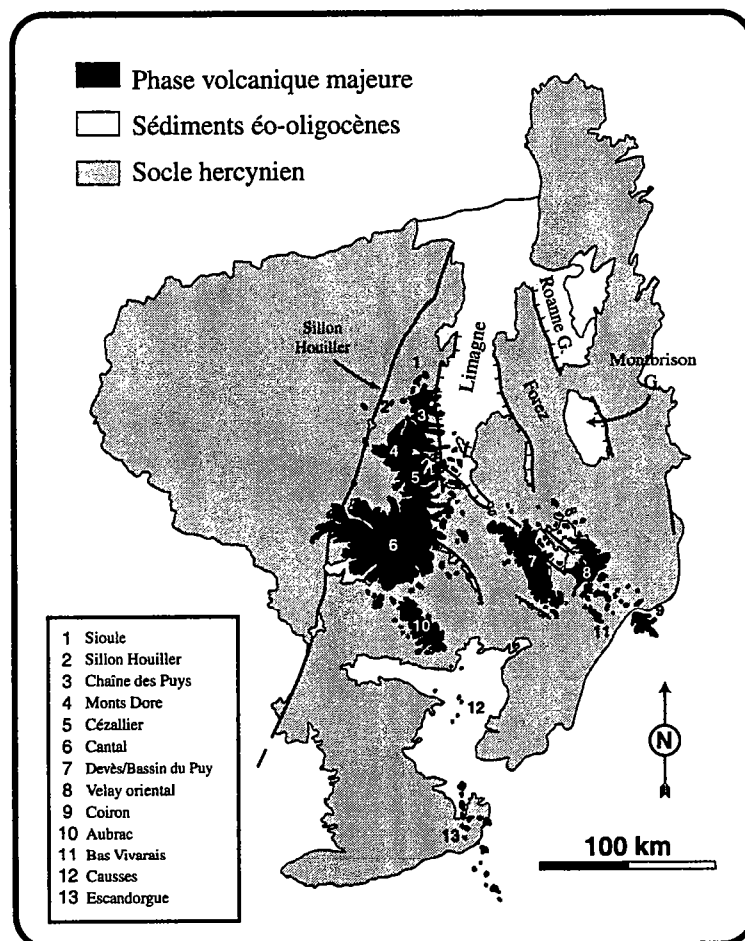


Figure 49: Carte de la répartition des provinces construites durant la PVM.

## 2.1 Localisation et âge de la PVM

### 2.1.1 Partie sud

Dans la partie sud (entre la terminaison méridionale de la Limagne et la mer Méditerranée), la PVM a engendré à partir du Miocène supérieur l'édification des principales provinces magmatiques selon différents modes éruptifs: stratovolcan, éruptions fissurales, volcanisme monogénique dispersé.

Le principal édifice de la PVM est le stratovolcan cantalien (Fig 49). Sa dimension considérable résulte de la superposition de deux épisodes volcaniques différents: une phase basaltique continue de 13 à 2 Ma et une activité centrée à laves différenciées entre 10,5 et 5,5 Ma (Nehlig et al., 1999). Plus précisément, la phase basaltique, fréquemment distinguée en basaltes infra- et supra-cantalien, présente un pic d'activité aux alentours de 3,5 Ma. Le second cycle volcanique à dominante trachy-andésitique s'est développé entre 10,5 et 5,5 Ma et est caractérisé par une activité maximum entre 6 et 9 Ma (96% des datations). L'orientation générale du stratovolcan N130-140E a été déterminée grâce à l'étude des dykes, du Modèle Numérique de Terrain et de la fracturation (Fréour, 1998; Labazuy et al., soumis). Au total, le volume de lave émise lors de l'édification du stratovolcan peut-être estimé entre 800 à 900 km<sup>3</sup>.

Lors de la PVM, les éruptions fissurales ont entraîné la formation de plateaux basaltiques: Aubrac, Devès, Coirons (Fig 49). A l'Ouest, le plateau de l'Aubrac est orienté N135E et s'est mis en place entre 6 et 9 Ma. Le volume de lave émise est estimé à 40 km<sup>3</sup> et 90% des magmas se sont mis en place autour de 7,5 Ma (Goër de Herve et al., 1991). A l'Est de l'Aubrac, le plateau basaltique du Devès est également orienté N135E. Il s'étale sur 70 km de long et est constitué par plus de 150 édifices volcaniques dont l'âge oscille globalement entre 3,5 et 0,5 Ma (Mergoïl et Boivin, 1993). A l'extrême Est, le plateau des Coirons s'est construit sur les sédiments de la vallée du Rhône. Son orientation générale est N130-140E et les âges géochronologiques sont compris entre 7,9 et 6,2 Ma (Féraud, 1979).

Les autres provinces de la partie sud de la PVM correspondent à des régions dans lesquelles se sont édifiés de nombreux volcans monogéniques dispersés. Du Nord au Sud, le volcanisme est représenté par le magmatisme du Sillon Houiller sud, le Velay oriental, le Bas-Vivarais, les Causses et l'Escandorgue (Fig 49). Au NO du Cantal, les laves du Sillon Houiller présentent de fortes affinités avec celles du stratovolcan et datent de 10 à 7 Ma (Talbert, 1989; Brousse et al., 1989). Dans le Velay oriental, le volcanisme débute à partir de 13,5 Ma et

l'activité est marquée par deux pics répartis dans le Sud et le Nord de la province. Au Nord, le magmatisme se développe entre 13.5 et 10 Ma et au Sud, il est concentré entre 6 et 9 Ma (83% des datations) (Mergoïl et Boivin, 1993). L'étude des filons entreprise sur l'ensemble du Velay oriental montre clairement une orientation dominante N130-150E. Cette orientation se retrouve au niveau des trois alignements volcaniques quaternaires du Bas-Vivarais (Rochette et al., 1993). Dans les Causses, au Sud du plateau de l'Aubrac, le volcanisme apparaît timidement à 13 Ma (2 datations) et se développe ensuite entre 9,2 et 5,8 Ma (Gillot, 1974; Baubron et Demange, 1982; Gastaud et al., 1983). Les différentes datations montrent clairement une période d'activité maximum entre 7,5 et 8 Ma (Baubron et Demange, 1982). Les dykes responsables de ces éruptions sont orientés entre N140-170E (Gastaud et al., 1983) et sont globalement parallèles à l'orientation générale du volcanisme de la partie centrale du Massif Central.

Les manifestations les plus méridionales attribuées à la PVM constituent la province de l'Escandorgue *s.l.*. Les âges géochronologiques les plus récents indiquent une activité magmatique concentrée entre 1,9 et 1,1 Ma pour l'Escandorgue *s.s.* et entre 1 et 0,85 Ma pour le volcanisme d'Agde (Gastaud et al., 1983), alors que les données anciennes suggèrent une activité continue entre 3,5 et 0,7 Ma (Ildefonse et al., 1972; Gillot, 1974; Bellon, 1976). L'orientation méridienne de la province de l'Escandorgue *s.l.* visible en carte est confirmée par l'analyse des filons basaltiques qui présentent des directions variant entre N170E et N20E (Gastaud et al., 1983).

Entre les parties nord et sud, la province volcanique du Cézallier constitue une zone d'articulation entre les stratovolcans du Cantal et Sancy-Monts Dore (Fig 49). Le magmatisme a débuté vers 8 Ma et s'est poursuivi de manière plus ou moins continue jusqu'à l'actuel (6000 BP pour le Pavin). Durant cette période d'activité, le paroxysme éruptif s'est produit entre 5,4 et 3 Ma selon deux orientations principales, N135E et N-S (Thonat, 1984).

### **2.1.2 Partie nord**

Le magmatisme lié à la PVM a débuté tardivement par rapport au Sud. De fait, les premières éruptions se sont déroulées à partir de 5,5 Ma, soit 6 Ma après la fin du volcanisme dispersé lié à l'extension éo-miocène (Fig 48). Contrairement au magmatisme de la partie sud, les provinces de la partie nord sont toutes situées dans la moitié occidentale du RMC, entre le graben de la Limagne et le Sillon Houiller (Fig 49).

La région la plus importante de la partie nord est constituée de deux stratovolcans: le Monts Dore et le Sancy. Dans cette zone, le volcanisme a débuté vers 5,5 Ma et s'est intensifié à partir de 3 Ma (Cantagrel et Baubron, 1983; Duffell, 1999). Entre 3 et 1,6 Ma, le stratovolcan des Monts Dore s'édifie suite à un événement caldérique. Le stratovolcan du Sancy se construit ensuite entre 1 et 0,25 Ma, après une période de volcanisme dispersé. Au total, le volume de lave émis dans cette province est estimé à 70 km<sup>3</sup> (Cantagrel et Baubron, 1983).

Immédiatement au NNE des Monts Dore, la Chaîne des Puys est une des provinces magmatiques les plus récentes du Massif Central. Située sur le plateau des Dômes, parallèlement à la faille de la Limagne, les éruptions se sont produites entre 70 000 et 6000 ans BP selon un alignement globalement N-S (Goër de Herve et al., 1991).

En Limagne, la PVM est responsable de l'émission de laves basaltiques sur les sédiments éo-oligocène ou sur la bordure orientale du plateau des Dômes. L'activité magmatique a débuté à partir de 3,5 Ma avec la mise en place de coulées de laves qui se sont épanchées dans le graben de la Limagne (Chantepie, 1990). Ces coulées forment actuellement des reliefs inversés attestant une érosion importante depuis le Pléistocène. Plus récemment, entre 156 000 et 80 000 ans, quelques éruptions se sont déroulées à proximité de la faille de la Limagne (e.g. maars de Clermont et Saint Hippolyte, fissure éruptive d'Enval-Volvic). Au centre de la Limagne, seuls la Roche Noire (1 Ma) et le Puy de Corent (3 Ma) sont attribués à la PVM (Cheguer, 1996).

A l'Ouest de la Chaîne des Puys, la Petite Chaîne des Puys résulterait de 5 éruptions orientées N-S dont l'âge est estimé au Pléistocène moyen (200 000 à 300 000 ans) (Goër de Herve et al., 1991).

Les deux dernières provinces de la partie nord du Massif Central sont la Chaîne de la Sioule et le Sillon Houiller Nord (Fig 49). Elles sont constituées d'une dizaine de volcans monogéniques dispersés dans le cas du Sillon Houiller Nord et alignés N20E pour la Chaîne de la Sioule. Les datations K/Ar montrent que ces deux régions se sont construites entre 2,1 et 5,4 Ma (Cantagrel et Boivin, 1978).

## 2.2 Interprétation

L'étude de la répartition temporelle du magmatisme de la PVM permet de distinguer deux maximum de volcanisme qui se sont traduits par l'édification des principales provinces



du Massif Central (Fig 50). Le premier climax s'est déroulé entre 9 et 6 Ma et est uniquement localisé dans la partie centrale. Durant cette période, la majeure partie du volume total de la PVM est émis dans une région orientée N100-110E (Fig 51). Le deuxième pic d'activité s'est produit entre 3,5 et 0,5 Ma et a engendré la construction de nouvelles provinces sur l'ensemble de la zone couverte par la PVM. Le magmatisme perdure dans la zone du premier pic et il déborde au Nord et au Sud selon une orientation méridienne.

Le volcanisme de la partie centrale résulte donc de la superposition de deux pics d'activité alors que les extrémités nord et sud de la PVM se sont construites principalement lors du second pic.

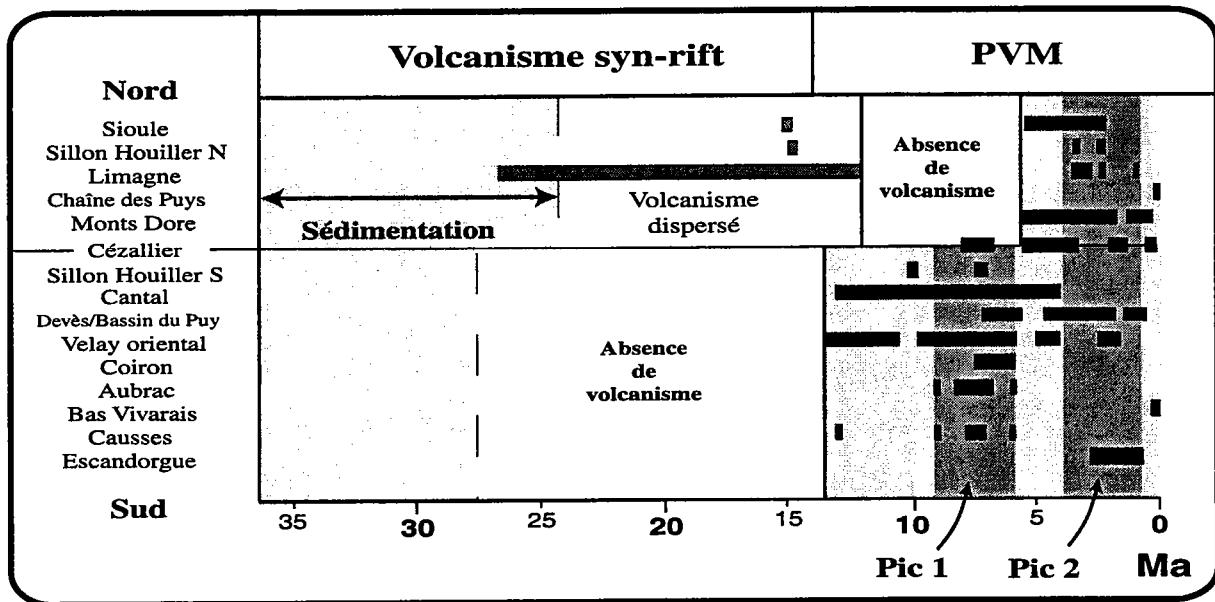
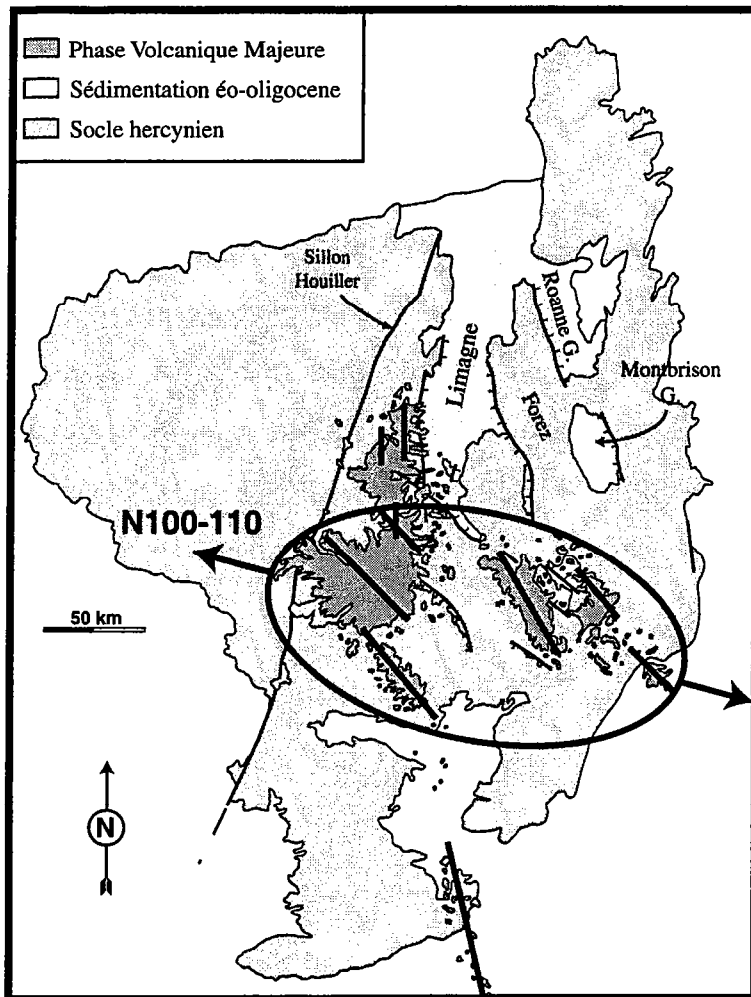


Figure 50: Tableau du volcanisme de la PVM montrant les principaux pics d'activité. Le premier climax (9-6 Ma) est limité à la partie sud tandis que le second (3,5-0,5 Ma) se retrouve au Sud et au Nord.



**Figure 51:** Carte de la répartition du volcanisme de la PVM présentant l'orientation des différentes provinces. La zone couverte par plus de 95% des laves du premier pic de volcanisme correspond globalement à une ellipse orientée N100-110E. Il apparaît également que toutes les provinces volcaniques situées dans cette aire ont une orientation N130-150E. Au Sud et au Nord de cette zone, le volcanisme est orienté N-S.

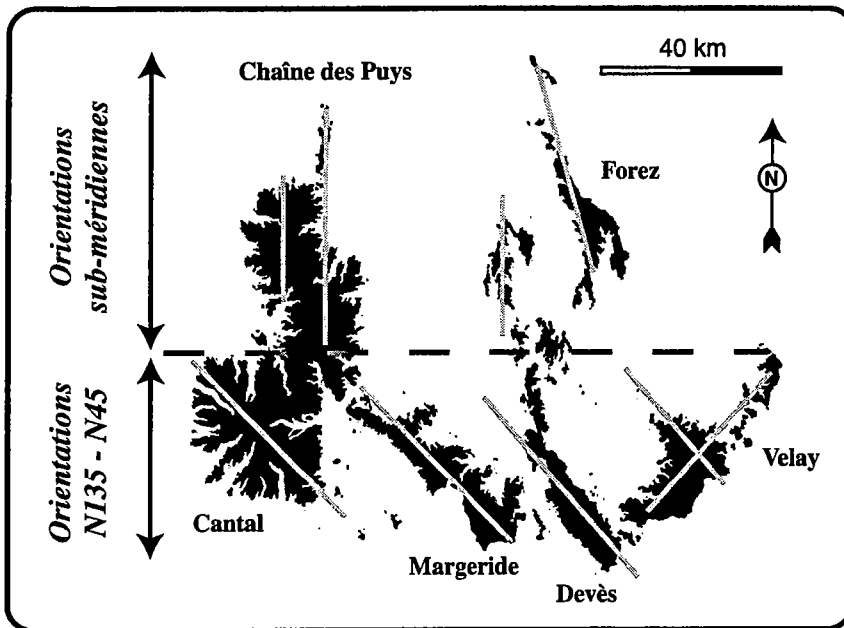
L'orientation des différentes provinces magmatiques permet de définir deux ensembles distincts. Dans la zone couverte par le premier pic de volcanisme, quel que soit l'âge du magmatisme, les provinces montrent toutes une orientation oscillant entre N130-150E (Fig 51). En revanche, les régions situées au Nord et au Sud de cette zone sont caractérisées par des orientations entre N170-20E.

### 3 Structuration et tectonique "post-rift" du Massif Central

La géométrie initiale du RMC a été fondamentalement bouleversée depuis la fin de l'épisode de rifting passif. L'un des arguments est l'extrême variabilité de la répartition altimétrique des sédiments éo-miocènes au cœur du Massif Central. En effet, les dépôts atteignent des altitudes qui traduisent à l'évidence une surrection générale du socle. De nombreuses causes peuvent être proposées pour expliquer un tel phénomène (i.e. isostasie ou forces extérieures). Dans le cas du Massif Central, l'apparition de la PVM, le rifting lié à la rotation corso-sarde et la propagation vers l'Ouest des chevauchements alpins, sont autant d'événements qu'il faudra intégrer pour déterminer l'origine de la structuration actuelle.

L'étude de la PVM a, une nouvelle fois, montré des différences majeures entre les parties nord et sud du Massif Central, et entre la partie centrale (i.e. zone couverte par le premier pic) et l'extrémité méridionale. Cette distinction est confirmée par l'orientation actuelle des reliefs dont l'altitude est supérieure à 1000 m (Fig 52). De fait, au Nord, les reliefs (volcanisme et socle) ont une orientation sub-méridienne alors qu'au Sud, la direction N135E domine. Il apparaît également que la limite structurale entre ces deux régions est identique à celle établie à partir de l'étude de la sédimentation et de la géométrie des grabens (c.f. Extension Eocène supérieur à Miocène inférieur et volcanisme associé, Fig 36). Ce découpage Nord-Sud lié à la distribution du volcanisme et à la structuration générale des reliefs sera donc le fil conducteur de cette partie car il permettra de visualiser les liens éventuels entre tectonique et magmatisme.

Nous aborderons également dans cette partie les concepts d'encaissement des vallées, de changements de niveau de base et de facteur surrection/érosion. Ces différents termes sont liés par un processus tectonique commun. En effet, la **surrection** d'une région entraîne un **changement de niveau de base**. Durant cette période, les profils des rivières tendent toujours vers un état d'équilibre (i.e. profil en courbe exponentielle) en engendrant une **érosion** accrue du socle. Il en résulte un **encaissement des vallées** qui sera d'autant plus prononcé que la surrection aura été importante.



*Figure 52: Carte de l'orientation des reliefs dont l'altitude est supérieure à 1000 m, établie à partir du Modèle Numérique de Terrain. Au Nord les orientations méridiennes dominent alors qu'au Sud les structures présentent une orientation majeure N135E.*

### 3.1 Etude de la partie sud

#### 3.1.1 Extrémité sud du Massif Central (Cévennes-Montagne Noire)

La bordure Sud-Est du Massif Central est actuellement la région où le socle atteint les altitudes maximum (Mont Lozère, 1699 m). Cette répartition altimétrique du socle avec des reliefs importants limités par des vallées fortement encaissées traduisent une forte érosion liée à des variations de niveau de base.

Les récentes données de traces de fission obtenues dans la partie cévenole (Claire Mock, comm.pers.) permettent de corréler les périodes d'érosion importante avec les différents événements ayant affecté cette partie du Massif Central. Entre 33 et 20 Ma, les données de traces de fission montrent un refroidissement rapide des roches qui est interprété en terme d'exhumation. Ceci indique une phase de surrection de l'Oligocène moyen au Miocène inférieur (Aquitaniens). Le développement de telles zones de surrection en bordure des rifts (épaulement de rift) est un phénomène fréquemment reconnu lors de phénomènes extensifs (e.g. Masek et al., 1994). Nous interprétons donc la surrection de la bordure Sud-Est du Massif Central comme le résultat de l'extension lors du Rift NO Méditerranéen liée à la rotation du bloc Corso-Sarde (entre 30 et 19 Ma). Cette période de rifting a réactivé en faille

normale les grandes failles cévenoles (i.e. faille des Cévennes) qui limitent actuellement la bordure S-E du Massif Central.

Les données de traces de fission mettent en évidence une deuxième période de surrection ayant débuté vers 4 Ma. L'âge de cette seconde phase peut être précisé grâce à l'étude du creusement des vallées dans l'Escandorgue. De fait, le début du creusement des vallées est daté à partir du Pliocène supérieur (3,4 Ma) (Derruau, 1971; Ambert, 1994). L'érosion s'est poursuivie jusqu'au Quaternaire inférieur traduisant ainsi une surrection de 3,4 à 0,7 Ma. L'interprétation de ce soulèvement se fera en tenant compte de l'évolution globale du Massif Central.

### **3.1.2 Zone centrale**

La zone centrale correspond à la région recouverte par le premier pic de volcanisme (Fig 51). Elle est limitée par les Causses au Sud et par une transversale Est-Ouest passant par le Cézallier au Nord. Dans cette région, couverte partiellement par un Modèle Numérique de Terrain (MNT), l'étude de la structuration postérieure au rift passif a pour objectif de déterminer la tectonique miocène à actuelle (direction des failles majeure, orientation des structures) et de dater la surrection ayant affecté la région.

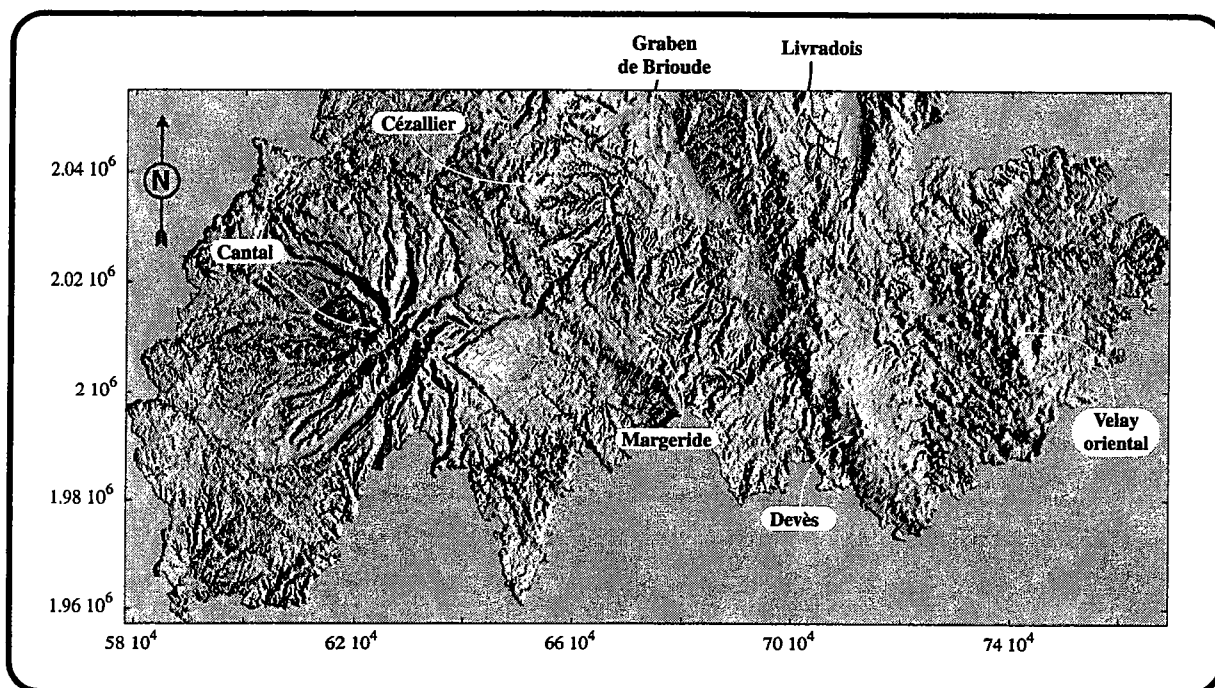
Le MNT utilisé pour cette étude est caractérisé par un pas de 50 m et couvre les départements du Cantal, de la Haute-Loire et du Puy-de-Dôme. Dans la partie centrale, les principales structures visibles sur le MNT sont les provinces magmatiques, les failles principales et les horsts de socle (e.g. Margeride et Livradois) (Fig 53).

### **Structuration générale**

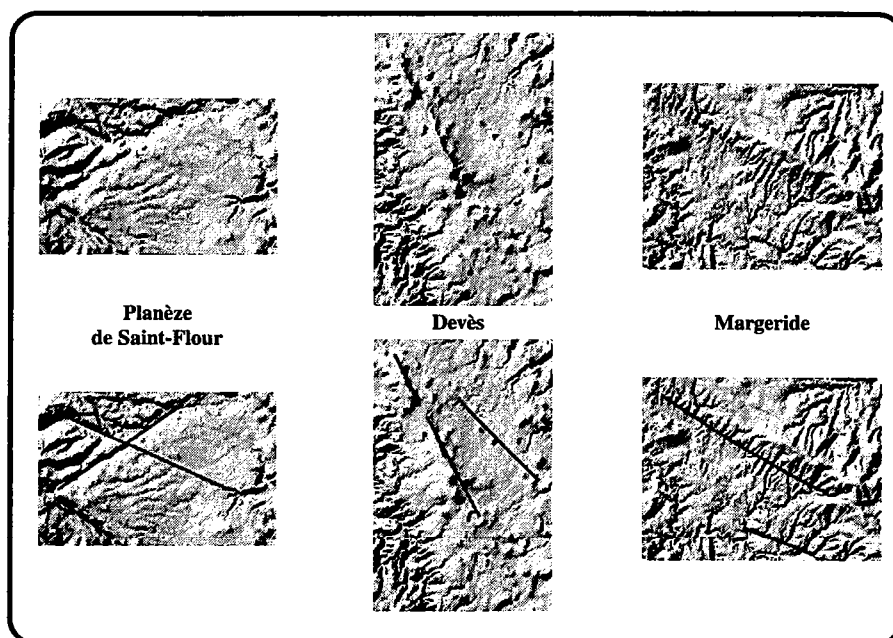
L'analyse du MNT a consisté dans un premier temps en une étude de la fracturation à partir de représentations ombrées. Dans les modèles ombrés, la variation d'orientation de l'éclairement est nécessaire pour visualiser les différents faisceaux de failles. L'utilisation d'une composition colorée effectuée par Jean-Luc Froger (membre du LMV) a ensuite permis d'affiner l'analyse et de décrire les traits majeurs de la structuration.

Une des principales caractéristiques de la zone centrale visibles sur le MNT est la présence de nombreux linéaments rectilignes qui affectent aussi bien le socle hercynien que les formations volcaniques cénozoïques. Les linéaments, qui sont des structures de surface

linéaires ou légèrement curvilignes (Hoobs, 1911; Allum et al., 1978), sont matérialisés par des vallées, les limites de reliefs ou l'alignement de volcans (Fig 54).



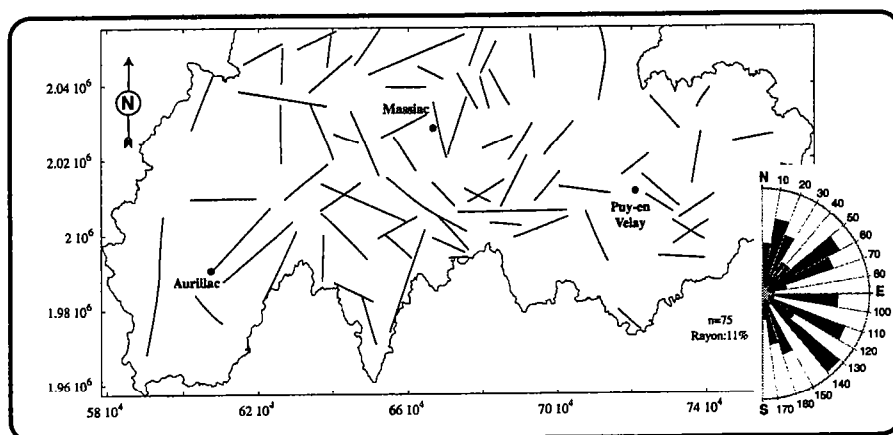
*Figure 53: Représentation ombrée avec un éclairage fictif à l'Est établie à partir du MNT de la zone centrale. Les bordures du MNT (excepté au Nord) correspondent aux limites des départements.*



*Figure 54: Exemples de linéaments matérialisés par des vallées (cf. planèze de Saint-Flour), des alignements volcanique (cf. Devès) ou des limites de reliefs (cf. Margeride), obtenus à partir du MNT.*

Les linéaments majeurs de la zone centrale montrent une répartition hétérogène des directions (Fig 55). Cette distribution indique la présence de 7 faisceaux principaux répartis sur la globalité du cadran (N10-30E, N 50-70E, N90-100E, N110-120E, N130-140E et N150-

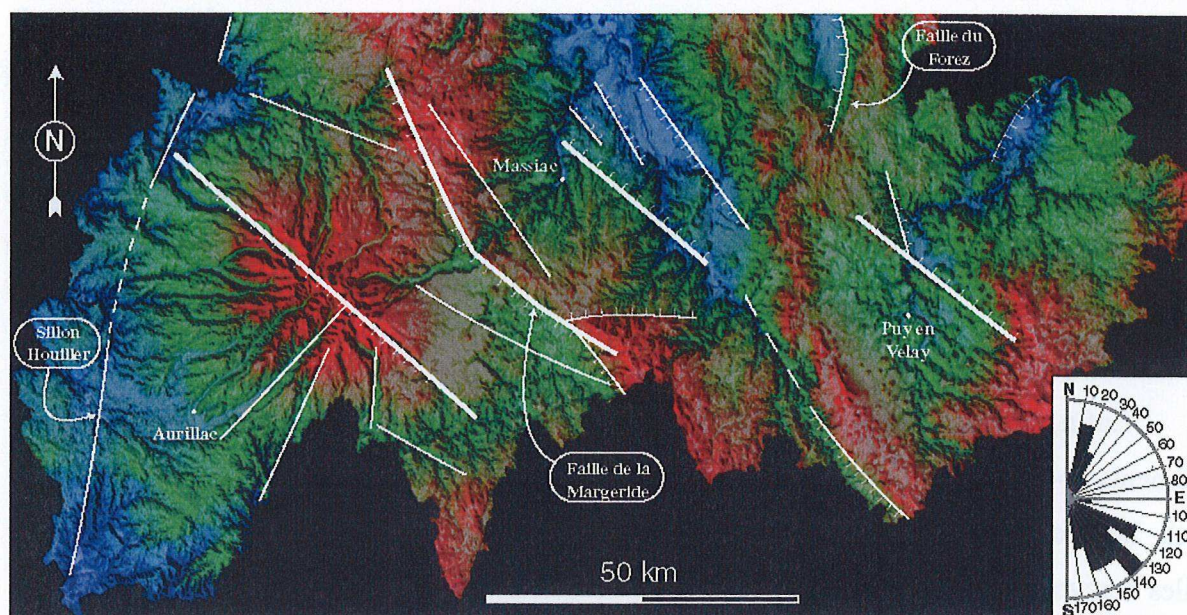
170E). Même si la répartition des linéaments n'est pas homogène, il n'apparaît cependant pas de directions véritablement dominantes.



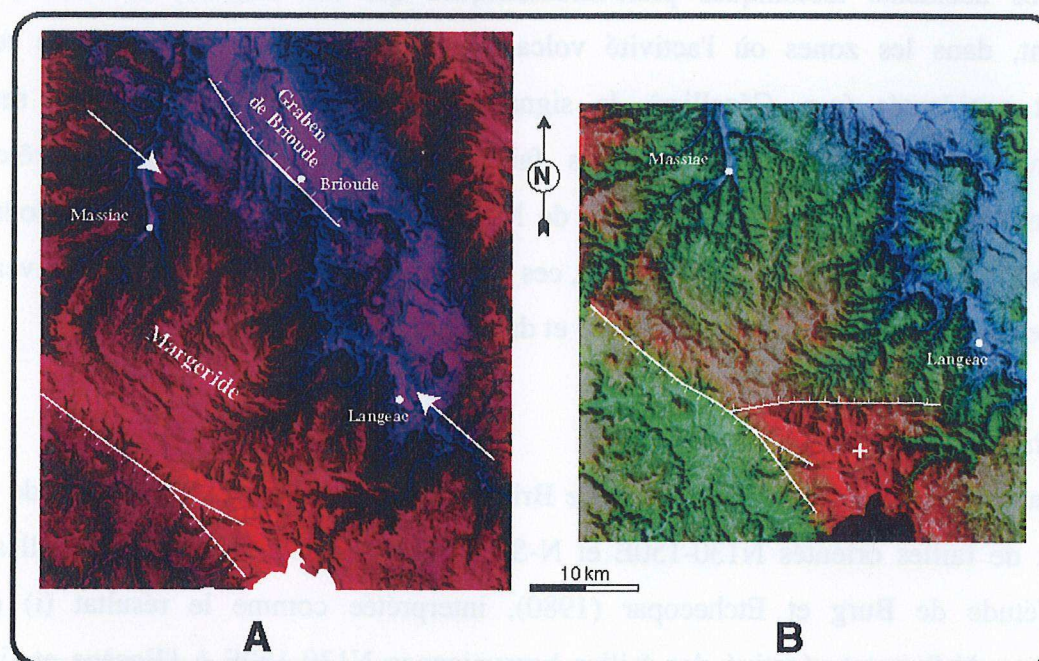
*Figure 55: Carte de la répartition des linéaments majeurs dans la zone centrale. Le demi-diagramme en rose représente les différentes orientations des linéaments.*

La composition colorée obtenue à partir d'une combinaison des cartes de pente, d'altitude et d'illumination (Froger, 1996) permet de définir la structuration de la zone centrale et les failles majeures limitant les structures géologiques (e.g Margeride, Cézallier) (Fig 56). Le trait principal, déjà mis en avant par la figure 52, est l'orientation relativement constante des principaux reliefs NW-SE. Ces structures sont limitées par des failles majeures de même direction (N130-150E). La représentation des linéaments dans un diagramme en rose, permet de visualiser un second faisceau N10-30E ne contrôlant pas les structures actuelles. Si certains des accidents N130-150E sont reconnus et cartographiés depuis longtemps (e.g. faille de la Margeride, d'Emblavès et de Brioude), d'autres n'ont jamais été décrits. A cet égard, la faille de Langeac qui délimite au Sud une dépression englobant le graben de Brioude, le bassins de Paulhaguet et une région sur laquelle repose les reliques de sédiments éo-oligocènes, n'a jamais été décrite auparavant (Fig 57a). De part et d'autre de cet accident, le socle hercynien est décalé verticalement de près de 200 m et le tracé est souligné par le volcan du Pié de la Vergueur. Le horst de la Margeride est alors contrôlé au NE par la faille de Langeac et au Sud par la faille de la Margeride. Au sein du horst, la composition colorée met également en évidence un linéament E-W qui délimite une zone de hauts reliefs au Sud, et une région "basse" au Nord (Fig 57b). Cette limite ne correspondant pas à une érosion différentielle liée à deux lithologies différentes, nous interprétons ce linéament au sein du horst comme la signature d'une faille qui décale verticalement les deux compartiments de près de 300 m.





**Figure 56:** Composition colorée de la partie centrale. Les failles majeures et les principaux linéaments montrent une orientation NO-SE dominante. Les structures volcaniques et les horsts de socle sont contrôlés par les failles de mêmes directions. Les altitudes basses sont représentées en bleu et les altitudes maximum en rouge. Les teintes vertes correspondent aux altitudes intermédiaires.



**Figure 57:** A) Composition colorée de la région Margeride-Brivadois. Le ressaut topographique N130E indiqué par les flèches, borde au SO une dépression qui comprend le graben de Brioude, le bassin de Paulhaguet et le socle périphérique. Cette limite NE du horst de la Margeride est interprétée comme la signature d'une faille à rejet vertical. Les altitudes basses sont représentées en bleu et les altitudes maximum en rouge. B) Au sein du horst de la Margeride, une linéament E-O sépare deux zones de socle dont les altitudes diffèrent de près de 300 m. Ce décalage serait le résultat du jeu vertical d'une faille soulignée par le linéament. Le compartiment sud inidiqué par le + serait la zone soulevée. La signification des couleurs est identique à celle de la Figure 56.



L'analyse du MNT à l'échelle régionale montre ainsi clairement que la zone centrale est structurée selon une orientation globale NW-SE. Cette direction privilégiée n'est pas liée à l'existence d'un unique faisceau de failles NW-SE. Effectivement, la distribution des linéaments visibles sur le MNT prouvent qu'il existe des failles dans toutes les directions. Cette différence d'orientation entre la structuration et les failles soulève donc un problème que nous discuterons dans l'interprétation de la structuration.

Enfin, l'encaissement important des vallées au niveau des horsts et la répartition des sédiments éo-miocènes à des altitudes variables prouvent que la structuration générale est en partie héritée d'une évolution "post-oligocène". En d'autres termes, la réactivation de ces failles hercyniennes s'est faite dans un contexte de soulèvement généralisé.

### **Analyse structurale**

L'étude du MNT a permis de définir la géométrie générale de la zone centrale et de décrire les accidents tectoniques pluri-kilométriques qui ont contrôlé la structuration. Cependant, dans les zones où l'activité volcanique a engendré la formation de reliefs fortement accidentés (e.g. Cézallier), la signature des accidents sur le MNT semble disparaître. Dans les zones où plusieurs faisceaux de failles semblent contrôler la sédimentation et/ou la surrection, l'analyse de MNT ne permet également pas toujours de hiérarchiser les failles. Dans la zone centrale, ces deux cas de figure apparaissent au niveau de la bordure méridionale du graben de Brioude et dans la région de Blesle-Autrac.

#### *Etude du Brivadois*

La bordure méridionale du graben de Brioude est marquée par l'intersection de deux faisceaux de failles orientés N130-150E et N-S (Fig 58). La formation de ces failles est, depuis l'étude de Burg et Etchecopar (1980), interprétée comme le résultat (i) d'une compression N-S ayant réactivé des failles hercyniennes N130-150E à l'Eocène et (ii) de l'extension E-W à l'origine des petites failles N-S. Le scénario proposé ne tient cependant pas compte de la surrection post-oligocène qui a affecté la bordure du graben. En effet, la répartition des sédiments montre clairement que la structuration actuelle n'est pas celle de la période de sédimentation (cf § 1.3.3 dans Extension Eocène supérieur à Miocène inférieur et volcanisme associé).

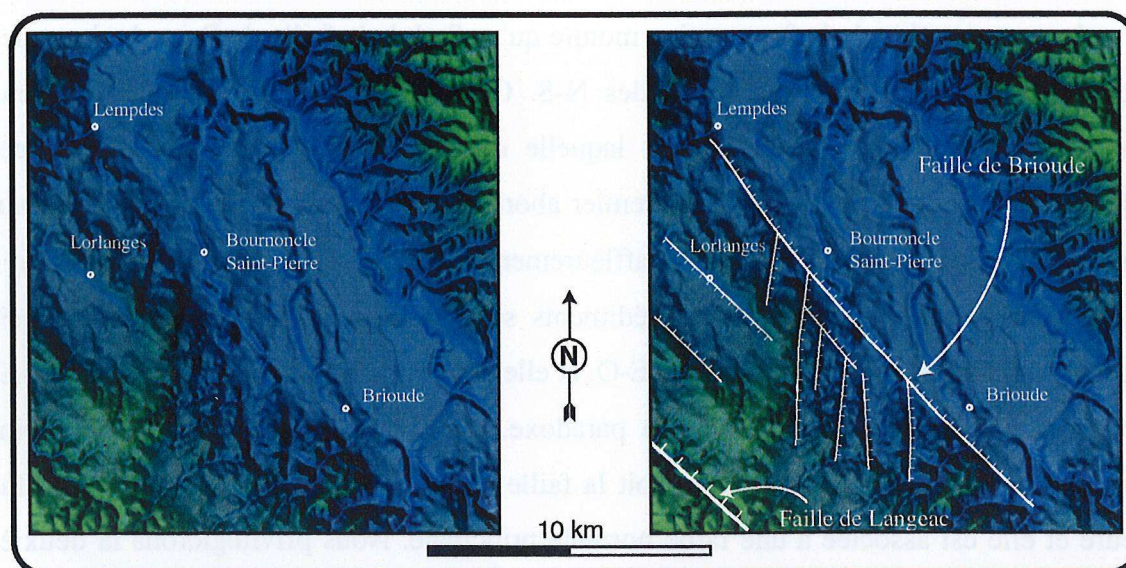


La cartographie de la fracturation montre qu'au Sud de la faille de Brioude, le socle est structuré en sillons limités par des failles N-S. Ces sillons semblent reliés le graben de Brioude à une zone de subsidence sur laquelle des reliques de sédiments éo-oligocènes persistent. Cette géométrie, simple au premier abord, présente une particularité au niveau de la faille du Rozier (Fig 59). En effet, l'affleurement situé sur le bord de la D20 montre un contact anormal entre le socle et les sédiments selon une faille inverse. Cette géométrie semble en désaccord avec une extension E-O, et elle tendrait à indiquer une compression E-O. Deux éventualités peuvent expliquer ce paradoxe. Soit la faille du Rozier est réellement associée à une compression régionale, soit la faille sur le bord de la route n'est pas la faille majeure et elle est associée à une faille normale principale. Nous privilégierons la deuxième hypothèse car (i) aucune phase de compression E-O syn- ou post-éocène n'a jamais été décrite et (ii) la création de faille inverse secondaire peut être induite par la réactivation de faille de socle en jeu normal (cf. Vendeville, 1988). La faille du Rozier serait donc une faille normale limitant deux blocs décalés et la faille inverse pourrait être une manifestation secondaire de l'activité de la faille normale situé immédiatement à l'Ouest.

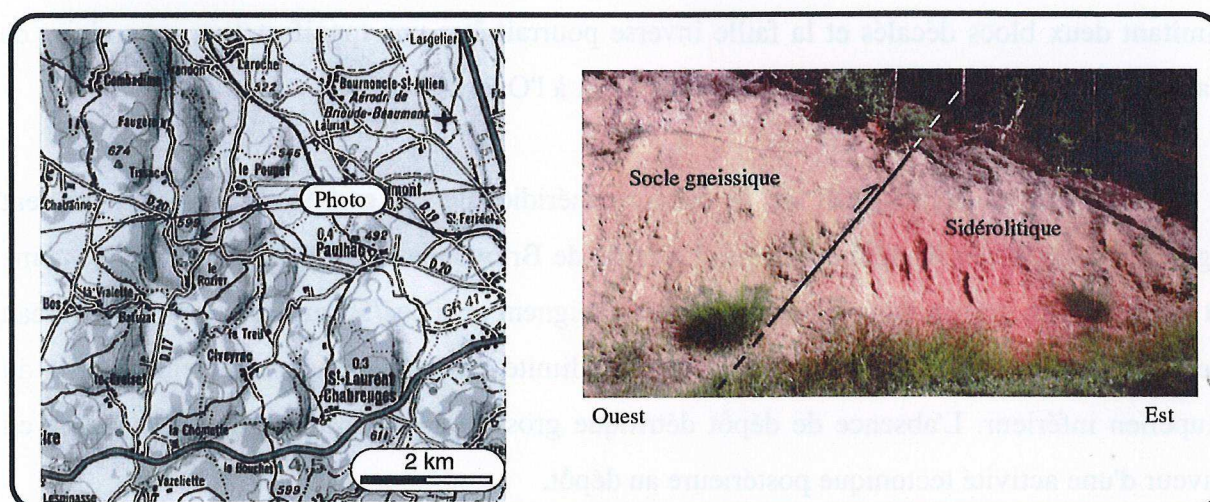
Les failles N130-140E de la bordure méridionale du graben de Brioude limitent également des zones de sédimentation. La faille de Brioude est l'accident majeur du système et elle borde un graben dans lequel les dépôts atteignent près de 750 m d'épaisseur. Au niveau de Lorlanges (Fig 58), un petit graben N135E limite des reliques de sédiments datant du Rupélien inférieur. L'absence de dépôt détritique grossier à proximité de la faille plaide en faveur d'une activité tectonique postérieure au dépôt.

La région située entre la faille de Brioude et la faille de Langeac présente donc deux systèmes de failles N-S et N130-140E dont l'âge de formation n'est pas clairement établi. La position du graben de Brioude entre la partie nord du rift où les fossés ont une orientation méridienne et la partie sud où la direction NO-SE domine, peut expliquer la création de ces deux faisceaux.





**Figure 58:** Fracturation de la bordure méridionale du graben de Brioude déduite de l'analyse du MNT. Les altitudes les plus basses sont en bleu et les plus élevées en vert.

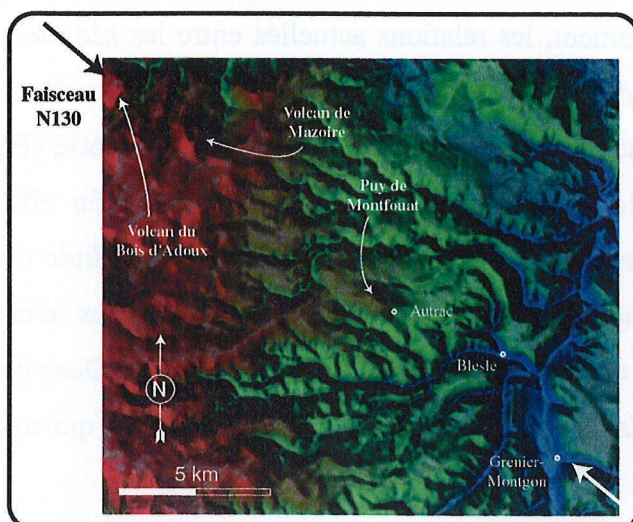


**Figure 59:** Faille inverse entre le socle gneissique et le sidérolitique sur le bord de la D20. La géométrie et la création de cette faille sont discutées dans le texte.

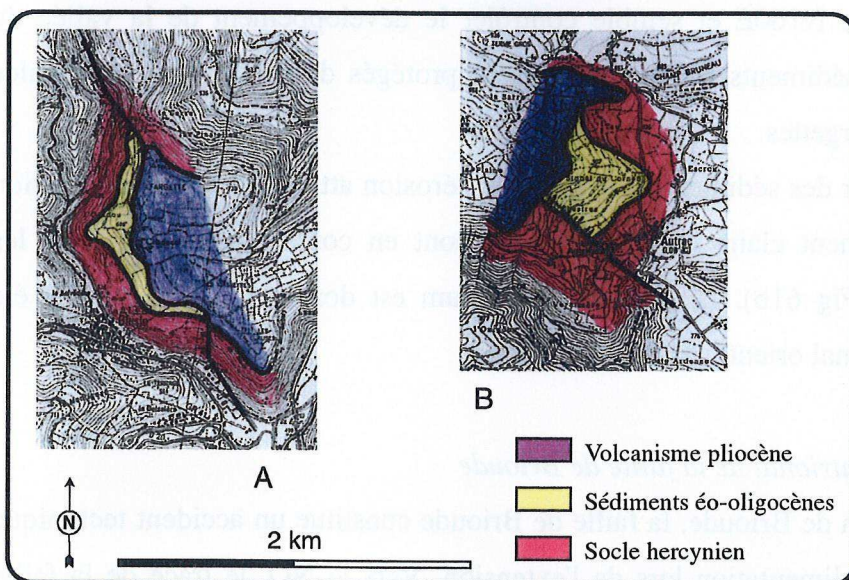
### Etude de la région Blesle-Autrac

Entre le Brivadois et le Cézallier, le socle hercynien est partiellement recouvert de coulées de laves résultant de la PVM. Entre ces deux formations géologiques, les reliques de sédiments tertiaires situées à des altitudes importantes prouvent une nouvelle fois que la structuration actuelle n'est pas celle de l'Oligocène. Dans la région de Blesle-Autrac, la différence d'altitude entre la base de la sédimentation à Grenier-Montgon (535 m) et à Autrac (830 m) prouve une surrection de près de 300 m de la bordure orientale du Cézallier par rapport au zones périphériques (Fig 60).



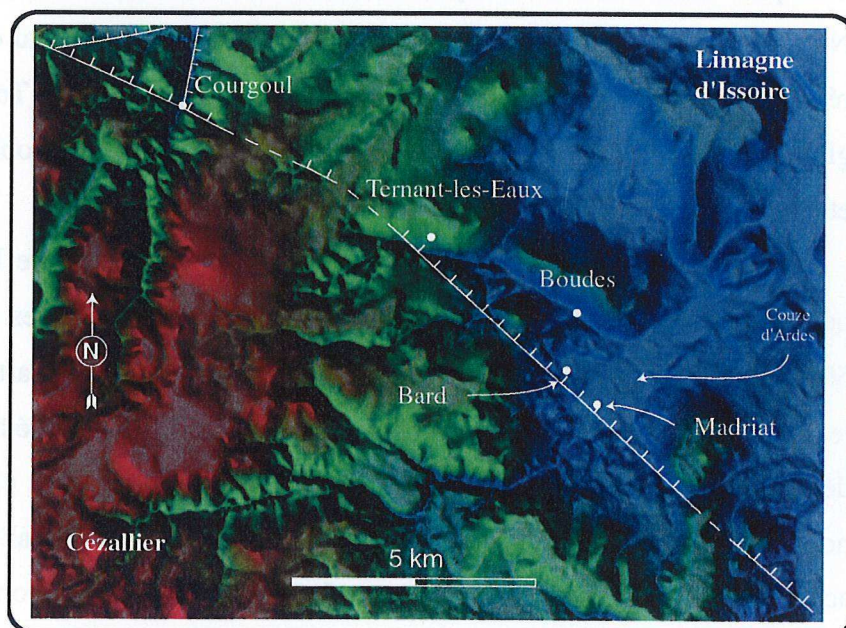


**Figure 60:** Composition colorée de la région de Blesle-Autrac. L'alignement des volcans du Bois d'Adoux, de Mazoires et de Monfouat selon une orientation N130E est globalement parallèle au faisceau de failles déterminées par l'analyse structurale. Les altitudes basses sont représentées en bleu et les altitudes maximum en rouges. Les teintes vertes correspondent aux altitudes intermédiaires.



**Figure 61:** Carte géologique simplifiée de la région Blesle-Autrac montrant les relations entre les sédiments éo-oligocènes et le socle hercynien. A) Faille de Chadecol. B) Faille d'Autrac.

**Figure 62:** Composition colorée montrant le tracé approximatif du prolongement de la faille de Brioude vers le NO. Du graben de Brioude jusqu'à Ternant-les-Eaux, l'accident est orienté N130E et il s'infléchit ensuite selon une direction N115E.





Faute de bonnes conditions d'affleurement, les relations actuelles entre les sédiments éo-oligocènes et le socle sont délicates à cartographier. Il apparaît néanmoins que les dépôts sont fréquemment limités par des failles dont l'orientation oscille entre N130E et N160E (Fig 61). A l'échelle de la région, cette caractéristique générale évolue rapidement. En effet, l'étude détaillée de la fracturation entre Grenier-Montgon et Blesle permet de définir des failles et des zones "basses" dont l'agencement général ne peut être déterminé. Nous avons alors étudié des structures ponctuelles telles que les failles de Chadecol et d'Autrac. Dans ces deux cas, les sédiments sont limités par des failles normales dont la vergence varie, et qui sont protégés de l'érosion par des coulées de lave.

Au NE de Blesle, la faille de Chadecol abaisse le compartiment SO d'au moins 50 m (Fig 61a). Elle est orientée N160E et semble contrôler le développement de la vallée du Merdan. A Chadecol, les sédiments éo-oligocènes sont protégés de l'érosion par la coulée d'Autrac et le volcan des Fargettes.

A Autrac, l'épaisseur des sédiments préservés de l'érosion atteint 100 m. Leur relation avec le socle est relativement claire à l'Ouest où ils sont en contact par faille avec les formations hercyniennes (Fig 61b). Le décalage minimum est donc de 100 m et il a été produit par un accident normal orienté N130-140E.

#### *Prolongement septentrional de la faille de Brioude*

Au niveau du graben de Brioude, la faille de Brioude constitue un accident tectonique majeur qui a contrôlé la sédimentation lors de l'extension. Vers le NO, le tracé de la faille n'est plus aussi franc et l'analyse structurale effectuée dans une région allant de Courgoul, au NO, à Madriat, au SE, montre que l'accident, linéaire au niveau du graben de Brioude, est le résultat d'un jeu complexe de failles normales. De Brioude à Ternant-les-Eaux, l'orientation globale de l'accident est constante (N130E) et elle devient plus oblique entre Ternant-les-Eaux et Courgoul (N115E) (Fig 62).

Parmi la multitude d'accidents qui jalonnent la faille de Brioude, plusieurs faisceaux peuvent être différenciés. Au niveau de Boudes et Madriat, les principales directions, N40-50E et N130E, sont visibles sur le MNT et confirmées par la cartographie. Au Nord de Bard, le contact par faille orienté N130E entre le socle et les sédiments éo-oligocènes a été déchaussé par l'érosion et les stries du plan de faille montrent clairement un jeu strictement normal. Dans une région située au niveau de Bard et de la vallée de la Couze d'Ardes, les accidents N40-50E sont récurrents et présentent un jeu normal lorsqu'il est visible.



Vers le NO, le prolongement de la faille de Brioude semble être géométriquement plus simple que dans la région précédente. La direction générale N115E du contact entre le socle hercynien et les sédiments est ponctuée par un horst à l'Ouest de Courgoul. Cette structure est bordée par deux accidents N10E et N80E (Fig 62).

Enfin, la terminaison septentrionale du prolongement de la faille de Brioude affleure au NO du Lac Chambon. A ce niveau, l'orientation est N150E et le socle montre une déformation ductile le long de la faille attribuable à une tectonique hercynienne. Cet affleurement montrent donc que le prolongement de la faille de Brioude a emprunté des fractures préexistantes.

### **Age de la surrection de la zone centrale**

Les données de terrain au niveau de la région Blesle-Autrac permet de dater deux périodes de surrection différentes. En effet, la variation d'altitude des sédiments éo-oligocènes ne peut être le résultat de l'extension car les différents dépôts sont vraisemblablement synchrones. Une première phase de surrection a donc induit une tectonique cassante et un soulèvement différentiel à l'échelle de blocs kilométriques (e.g. graben de Grenier-Montgon, failles de Chadecol et d'Autrac). La structuration résultant de cette période a ensuite été cachetée par le volcanisme du Cézallier daté entre 5,5 Ma pour les coulées de laves des plateaux de Chadecol et de Grenier-Montgon, et 4,6 Ma pour la coulée d'Autrac (Cantagrel et al., 1987). Postérieurement à ce volcanisme, une deuxième phase de surrection a généré des inversions de reliefs et l'incision de vallées sur près de 150 m. Au niveau du Babory, le début de cette seconde période est daté entre 3,7-3 Ma (Augendre, 1997).

La structuration et la surrection de la zone centrale ont également fait l'objet de nombreuses études qui ont permis de dater dans d'autres régions les grandes périodes de bombement. Dans les régions volcanisées où les éléments de datations (e.g. formations volcaniques, terrasses alluviales fossilisées) sont suffisamment nombreux, l'âge de la surrection a pu être déterminé avec précision. Dans les régions indemnes de volcanisme (Forez), la surrection a été datée grâce aux profils d'érosion (Etienne, 1970).

L'analyse de l'encaissement de la vallée de l'Allagnon au niveau de la Margeride met en évidence deux périodes d'incision. Ces phases sont directement corrélées avec la surrection de l'ensemble Margeride-Cézallier selon un processus décrit ci-dessus. La première phase de surrection a débuté vers 9-10 Ma et elle a induit un encaissement de la rivière de près de 200 m (Goër et Etienne, 1991; Augendre, 1997). La superposition des coulées de laves au niveau



du Puy de la Rode démontre un comblement de la paléovallée et une quasi-absence d'érosion entre 5,5 et 2,7 Ma (Fig 2 dans Goër et Etienne, 1991). L'inversion des reliefs, postérieure aux coulées sommitales, prouve une érosion et une surrection maximum de la Margeride de 360 à 375 m au niveau du bloc de Rézentières. L'âge à 2,7 Ma de la reprise de la surrection est légèrement vieilli par Augendre (1997) qui fait débuté la réincision de la vallée à partir de 3,2-3,4 Ma. Les données actuellement disponibles dans la vallée de l'Allagnon ne permettent pas de déterminer la cessation ou la continuité de la surrection jusqu'à l'actuel. Néanmoins, les données de nivellements ont mis en évidence un axe de surrection SE-NO actuel caractérisé par des vitesses de surrection de 0,75 à 1 mm/an (Delfau et Lenôtre, 1992).

Dans le Velay, l'étude de l'encaissement de la vallée de la Loire montre que la surrection a débuté vers 8 Ma (Defive et Cantagrel, 1998). Cet âge constitue une limite inférieure dépendante de la présence ou non d'une coulée de lave pour fossiliser la paléovallée. Entre 8 et 6,8 Ma, la surrection a engendré l'encaissement de la vallée de la Loire. Comme dans la Margeride, les coulées de lave se sont ensuite superposées durant une période allant de 6,8 à 2,77 Ma, attestant ainsi d'une surrection limitée à nulle (Defive et Cantagrel, 1998). Depuis ce dernier âge, la surrection de la région s'est accentué et a induit le creusement de la vallée, découpant les coulées de lave post-villafranchiennes du Devès. Cette surrection est actuellement estimée de 1,75 à 2 mm/an sur l'ensemble Devès-Velay (Delfau et Lenôtre, 1992).

Sur la bordure de la zone centrale, deux études de géomorphologie ont également permis de décrire les périodes de surrection. Au Nord, dans la moitié sud du Forez, Etienne (1970) a montré l'existence de deux phases de surrection. La première, entre le Miocène moyen et la fin du Miocène, s'est traduite par un soulèvement du Forez de 300 m. La seconde phase datée du Pliocène supérieur (3,4-1,65 Ma), a entraîné une surrection maximum du Forez de 400 m par rapport au Livradois situé à l'Ouest.

En bordure sud de la zone centrale, l'encaissement des gorges du Tarn découpant les Causses est vraisemblablement postérieur à 13 Ma (Ambert, 1994). Entre 13 et 5,75 Ma, intervalle maximum daté grâce à la présence de volcanisme, la vallée du Tarn s'est encaissée de près de 300 m.

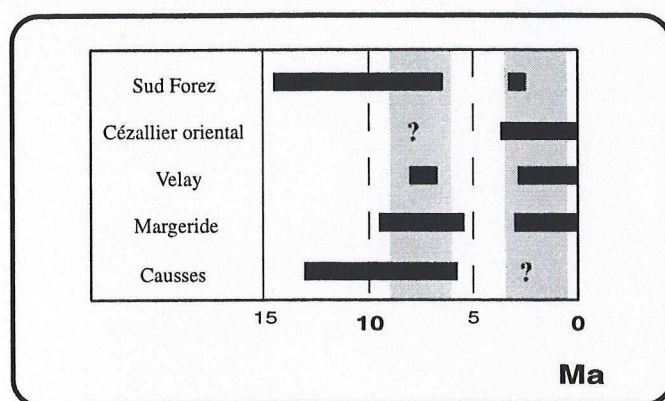
Sur la bordure orientale du Cézallier, l'âge de la structuration liée au soulèvement n'est pas précisément déterminé. Si le second pic de surrection est relativement bien daté (entre 3,7



et l'actuel), l'âge du jeu vertical des failles de Chadecol et d'Autrac est très mal défini: entre l'Oligocène supérieur et 5,5 Ma.

A l'exception des Causses où les marqueurs de la surrection ne permettent pas de préciser l'âge des 200 m d'incision postérieurs à 5,75 Ma, et sachant que dans les Causses et le Forez, les âges donnés pour le début du premier pic de surrection sont des valeurs maximum, l'étude des trois autres régions montrent par des approches différentes deux faits remarquables: 1. Existence de deux périodes de surrection maximum espacées de 2,5 à 4 Ma selon les provinces; 2. Synchronisme globale des deux climax de surrection à l'échelle de la zone centrale.

Enfin, le caractère majeur qui ressort de cette étude est la superposition des deux périodes de surrection et des deux pics de volcanismes de la PVM (Fig 63).



**Figure 63:** Compilation des différentes périodes de surrection au sein des quatre régions étudiées. Le point d'interrogation au niveau du Cézallier oriental correspond à la première phase de surrection dont l'âge n'est pas déterminé. Dans les Causses, le point d'interrogation indique que l'âge de la surrection postérieure à 5,75 Ma n'est pas établi. En gris sont représentées les deux pics d'activité de la PVM.

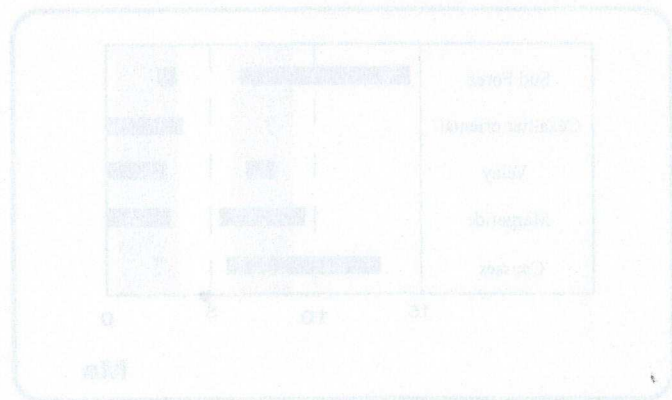
### 3.1.3 Conclusions

L'étude tectonique de la partie sud du Massif Central a permis la distinction de deux régions: la bordure méridionale du Massif Central et la zone centrale. La structuration de la bordure méridionale résulte principalement de deux périodes de surrection. La première est interprétée comme le résultat de l'épaulement du Rift NO Méditerranéen entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. La seconde, plus récente, sera intégrée dans l'évolution globale du Massif Central. Dans les Causses, le début de creusement des gorges du Tarn après 13 Ma suggère une extension limitée de la zone d'épaulement du rift NO Méditerranéen (entre 30 et 19 Ma).



L'analyse de la zone centrale effectuée à partir du MNT et d'un travail de terrain, montre en premier lieu que la structuration à l'échelle régionale est orientée N130-140E. A plus grande échelle (kilométrique), la fracturation présente d'autres orientations dont certaines sont incompatibles avec une extension E-O (failles normales N115E et N90E). La répartition altimétrique des sédiments éo-oligocènes et l'encaissement important de certaines vallées montrent clairement que la surrection est à l'origine de la structuration. Une surrection avec  $\sigma_1$  vertical et  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  horizontaux et de même magnitude, est à même d'expliquer l'orientation E-O de certaines failles normales.

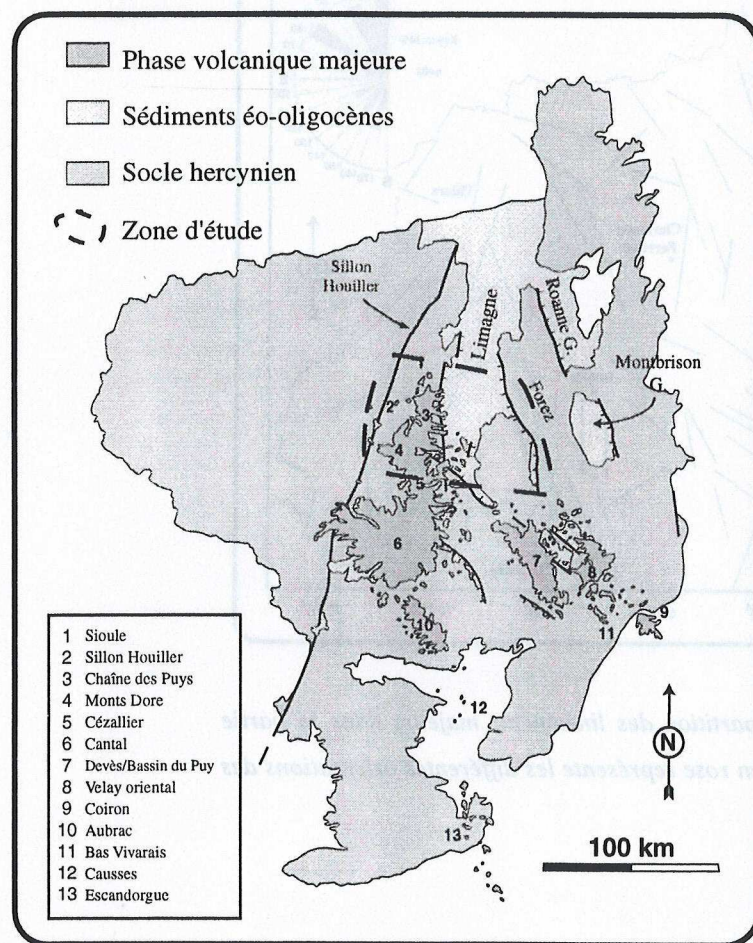
**Dans la zone centrale, la surrection post-oligocène s'est déroulée en deux périodes principales contemporaines des pics de la PVM.**





## 3.2 Etude de la partie nord

La région étudiée ne correspond pas à celle définie lors de l'étude de la période de rifting passif. En effet, l'évolution postérieure au rift passif ("post-rift") étant clairement liée au développement de la PVM, l'analyse de la structuration s'est concentrée dans les zones affectées par le volcanisme et la surrection (i.e. entre le Sillon Houiller et le Forez) (Fig 64).



**Figure 64:** Carte géologique simplifiée de la répartition de la PVM. La zone couverte par l'étude de la structuration de la partie nord correspond à la surface limitée par les pointillés.

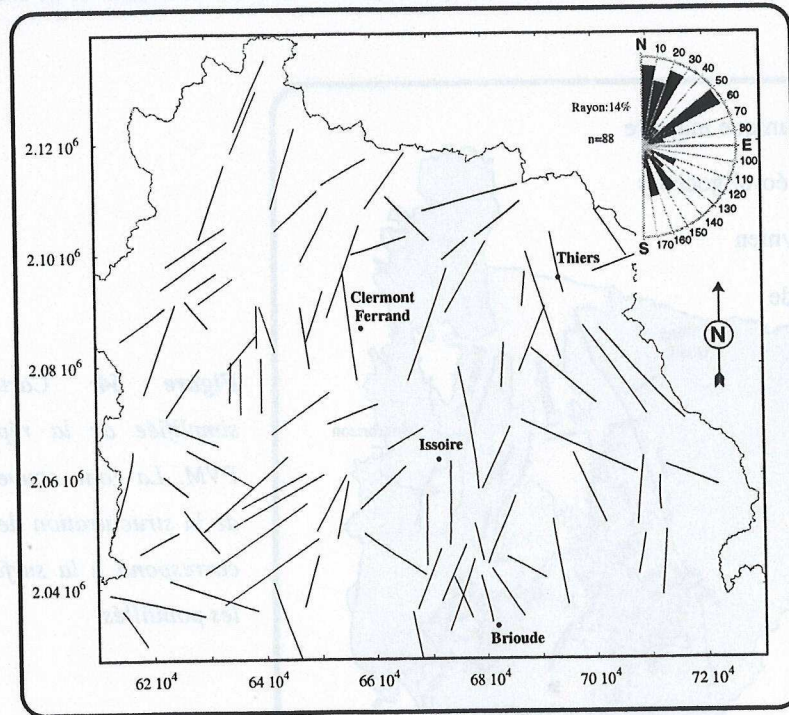
### 3.2.1 Fracturation régionale

#### Analyse des linéaments

L'étude de la structuration générale de la partie nord a été entreprise à partir du MNT selon le principe décrit dans l'analyse de la structuration de la zone centrale (i.e. rotation de l'éclairement dans les modèles ombrés). La répartition des linéaments majeurs obtenue par cette méthode est clairement différente de celle de la partie sud. En effet, la distribution des



faisceaux est hétérogène et seules les orientations N0-30E et N50-60E dominant (Fig 65). Contrairement à la partie sud, les faisceaux NO-SE sont mal exprimés et de moindre importance. Une telle répartition des linéaments (i.e. selon des orientation sub-méridiennes et NE-SO) est globalement cohérente avec l'orientation des failles liées à la période d'extension éo-miocène. Le faisceau N0-30E est de même direction que la faille de la Limagne et les linéaments NE-SO sont parallèles à la faille d'Aigueperse.

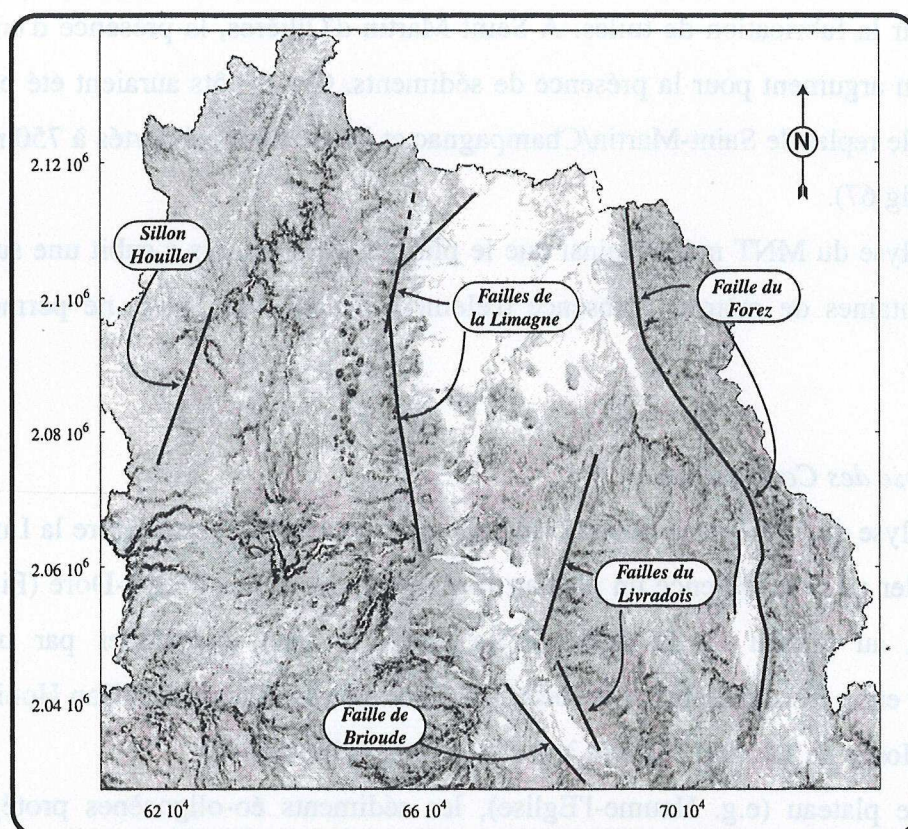


**Figure 65:** Carte de la répartition des linéaments majeurs dans la partie nord. Le demi-diagramme en rose représente les différentes orientations des linéaments.

### Caractéristiques de la surrection

Parmi les linéaments observés certains correspondent à des failles majeures. Sur une carte de pente où les teintes de gris croissantes correspondent à une pente de plus en plus forte, ces accidents induisent fréquemment une rupture de pente entre un compartiment bas et un bloc surélevé (Fig 66). Pour les failles de la Limagne, de Brioude et de Thiers qui limitent les grabens oligocènes, la dénivellation peut s'expliquer par une plus faible résistance à l'érosion des sédiments. En revanche, le décalage au niveau du Sillon Houiller, du Livradois et sur la portion de la faille de Thiers située entre les grabens de la Limagne et d'Ambert, ne peut s'expliquer par une différence de lithologie: soit la dénivellation est un héritage de la période d'extension, soit une activité tectonique post-extension a engendré les décalages.





**Figure 66:** Carte de pente de la partie nord établie à partir du MNT. Les couleurs les plus sombres représentent les pentes les plus fortes.

### *Le Livradois*

Situé entre la Limagne et le fossé d'Ambert, le Livradois forme un plateau dont l'altitude dépasse régulièrement 1000 m. Au Nord, le plateau s'abaisse progressivement sous les sédiments de la Limagne. La carte de pente et la composition colorée montrent que la limite occidentale du horst est constituée par une faisceau de failles N20E qui contrôlent les petits fossés éo-oligocènes situés au NO (Saint-Jean-des-Ollières, Saint-Dier-d'Auvergne) (Fig 67b). La présence de mylonites le long de certains de ces accidents (Bouiller et al., 1982) montre clairement que ces failles datent de l'hercynien et ont été réactivées à l'Oligocène et/ou postérieurement. Le long de la bordure occidentale, les vallées fortement incisées témoignent d'une érosion importante (Fig 67a). Le bombement du Livradois, suggéré par les arguments précédent, est confirmé par la répartition altimétrique des sédiments éo-oligocènes qui affleurent à 750 m, sous le volcan d'Esteil, soit plus de 300 m au-dessus de la surface actuelle de la Limagne.

Ces sédiments constituent le seul témoin reconnu de dépôts éo-oligocènes dans la moitié sud du horst. Néanmoins, la toponymie rapporte le terme Ollières à la fabrication de terres cuites. A Saint-Jean-des-Ollières, les sédiments éo-oligocènes ont constitué la matière



première pour la fabrication de tuiles. A Saint-Martin-d'Ollières, la présence d'une ancienne tuilerie est un argument pour la présence de sédiments. Ces dépôts auraient été préservés de l'érosion sur le replat de Saint-Martin/Champagnac et ils auraient été portés à 750 m lors de la surrection (Fig 67).

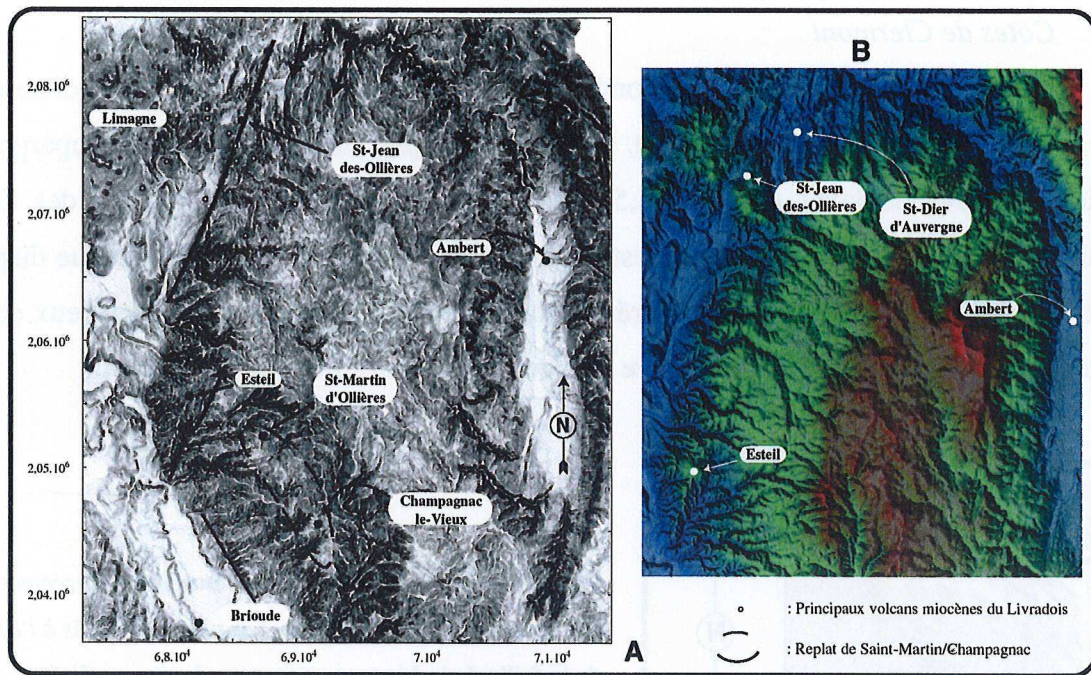
L'analyse du MNT montre ainsi que le plateau du Livradois a subi une surrection de plusieurs centaines de mètres. L'absence d'élément de datation précis ne permet pas d'en préciser l'âge.

### *Analyse des Combrailles*

L'analyse du MNT dans la partie sud-est des Combrailles située entre la Limagne et le Sillon Houiller met en évidence un plateau surélevé au Nord des Monts-Dore (Fig 68). Si la dénivellation au niveau de la faille de la Limagne peut s'expliquer par une érosion différentielle entre les sédiments et le socle, les décalages au niveau du Sillon Houiller et de la faille de la Morge ne peuvent être liés à des variations lithologiques.

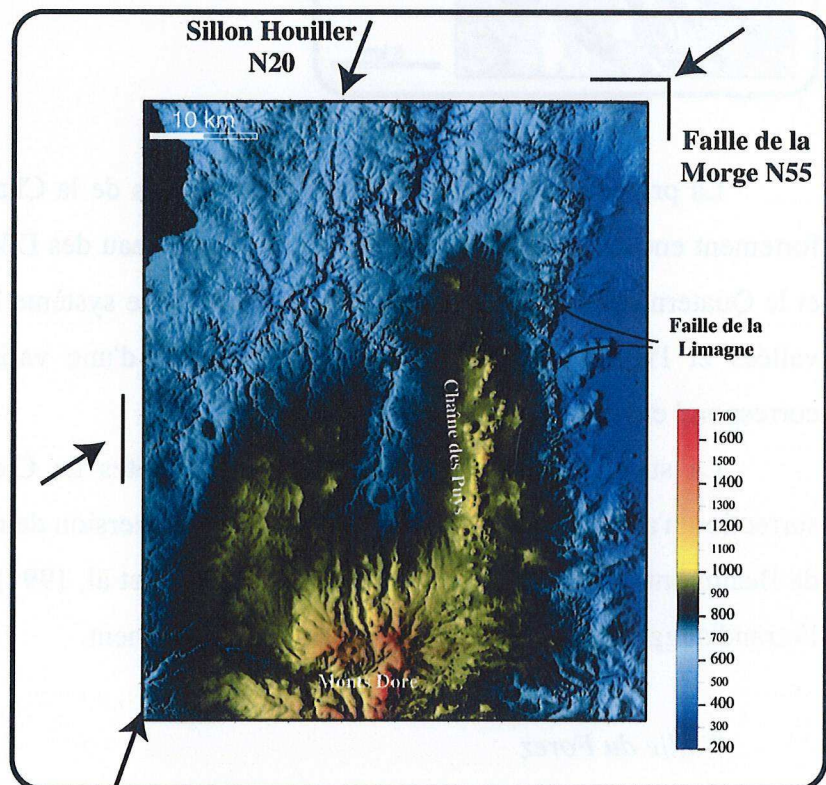
Sur le plateau (e.g. Heume-l'Eglise), les sédiments éo-oligocènes protégés par les formations volcaniques suggèrent que ce relief est le résultat de la surrection "post-rift". La surrection aurait alors été contrôlée par le Sillon Houiller et par la faille de la Morge. En effet, au Nord de cette faille, les formations situées de part et d'autre du Sillon Houiller se trouvent à la même altitude. En revanche, au Sud de cette faille N55E, le compartiment situé à l'Est du Sillon Houiller est clairement surélevé de plus de 100 m. Notons que la faille de la Morge qui constitue la limite nord du plateau est actuellement l'une des zones la plus sismiquement active de la région (Dorel et al., 1995).





**Figure 67:** A) Carte de pente du Livradois établie à partir du MNT. Les volcans miocènes liés à la phase de volcanisme dispersé sont principalement localisés sur les accidents N20. Au Sud, le Livradois est limité pour partie par une faille N150E qui forme une rupture de pente au NNE de Brioude. B) Composition colorée du Livradois. Les petites fossés comblés par les sédiments éo-oligocènes sont limités par un faisceau de failles N20E.

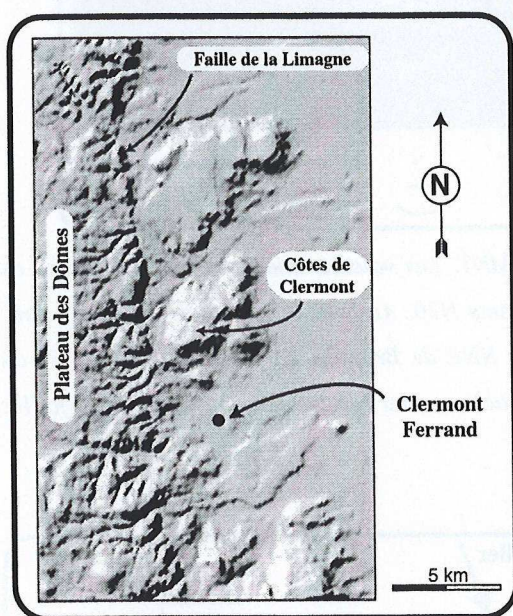
**Figure 68:** Carte d'altitude de la partie des Combrailles située entre le Sillon Houiller et la Limagne. Le Sillon Houiller et la faille de la Morge limitent un compartiment surélevé (cf explication dans le texte).





### *Côtes de Clermont*

Les Côtes de Clermont correspondent à une mesa basaltique située immédiatement à l'Est de la faille de la Limagne (Fig 69). Le sommet du plateau est formé par la superposition de deux coulées de laves datées à 3,5 et 16,5 Ma et provenant du plateau des Dômes (Chantepie, 1990). La plus ancienne s'est mise en place lors de la phase volcanique dispersée liée à l'extension et la seconde coulée résulte de la PVM. La superposition des deux coulées suggère une persistance des vallées entre les deux éruptions, soit pendant 13,5 Ma.



**Figure 69:** Représentation ombrée avec un éclairage au NO de la région clermontoise. Les plateaux situés à l'Est de la faille de la Limagne correspondent aux reliefs inversés liés à la superposition des coulées de lave antérieures à 3,5 Ma. L'incision des vallées actuelles indique une érosion importante et une surrection depuis 3,5 Ma.

La présence des coulées de lave quaternaires de la Chaîne des Puys, dans les vallées fortement encaissées de la bordure orientale du plateau des Dômes, prouvent qu'entre 3,5 Ma et le Quaternaire, l'érosion a totalement bouleversé le système hydrographique. L'incision des vallées et l'inversion des reliefs sont le résultat d'une variation de niveau de base qui correspond encore à la surrection.

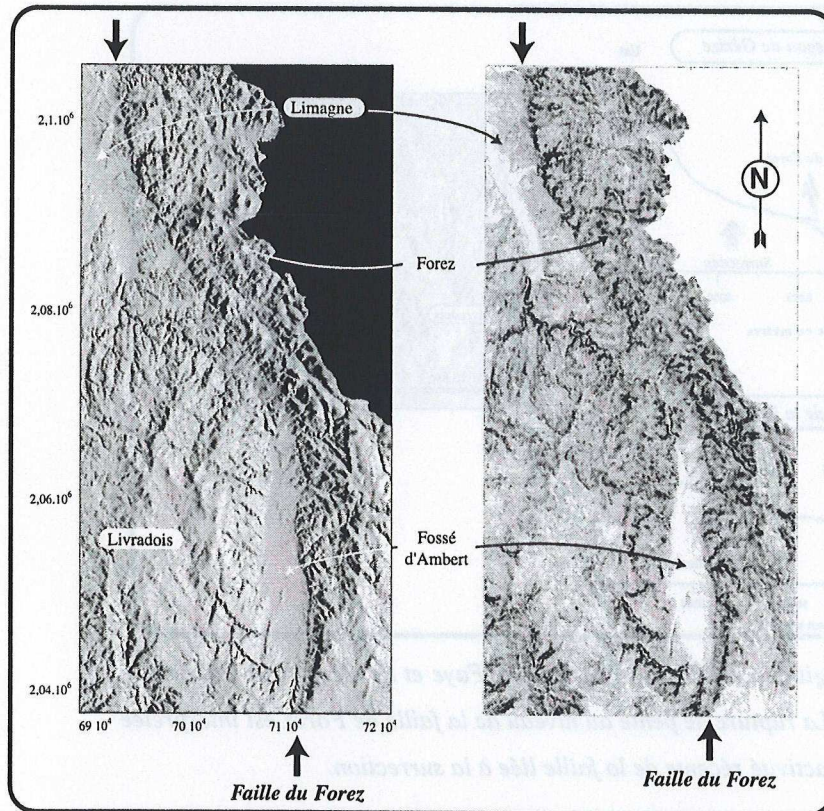
La superposition des deux coulées des Côtes de Clermont montrent donc que la surrection n'a débuté qu'après 3,5 Ma. En outre, l'inversion de relief au niveau de la coulée de Beaumont datée au environ de 40 000 ans (Goër et al, 1991) et située au Sud de Clermont-Ferrand suggère une surrection encore active récemment.

### *Faille du Forez*

Le horst du Forez est une structure sub-méridienne de plus de 100 km de long et de 30 à 35 km de large. Dans la partie nord (au Nord de Thiers), les reliefs sont situés dans la moitié orientale du horst et l'altitude maximum est de 1165 m (Pierre-du-Jour). Au Sud de Thiers,



l'asymétrie du horst existe également mais elle est induite par des reliefs localisés dans la moitié occidentale (Pierre-sur-Haute, 1634 m). Sur la bordure occidentale du Forez, malgré le tracé extrêmement net de la faille du Forez, l'absence de volcanisme ne permet pas de dater et de quantifier une surrection de la région (Fig 70).



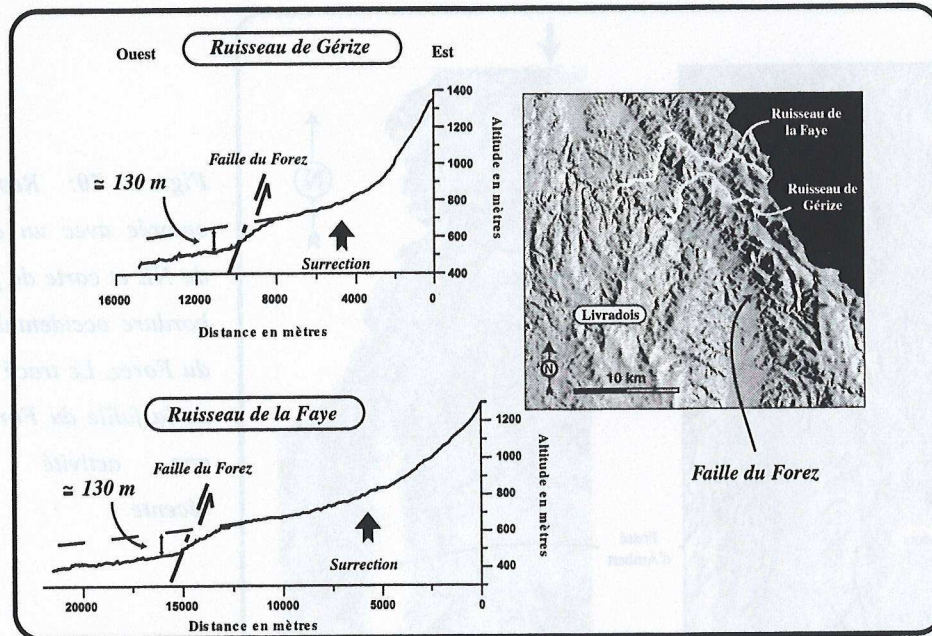
*Figure 70: Représentation ombrée avec un éclairage du NE et carte de pente de la bordure occidentale du horst du Forez. Le tracé bien défini de la faille du Forez suggère une activité tectonique récente.*

L'analyse des profils longitudinaux des ruisseaux de la Faye et de Gérize qui recoupent la faille du Forez montre néanmoins des ruptures de pentes sensibles au passage de la faille (Fig 71). De telles ruptures de pente sont principalement la conséquence de variations lithologiques, de l'activité d'une faille ou de l'augmentation de la capacité érosive à la jonction des affluents (Bonnet, 1998). Dans le cas des ruisseaux de la Faye et de Gérize, les ruptures de pentes ne sont pas liées à des variations lithologiques ou à la présence d'affluents. Le décalage des profils longitudinaux des ruisseaux par rapport à un profil d'équilibre est donc interprété comme le résultat de l'activité récente de la faille du Forez induite par la surrection du horst.

Dans l'intégralité du Forez, au Nord et au Sud de Thiers, Etienne (1970) a mis en évidence une phase de surrection pliocène entre 3,4 et 1,65 Ma. Les ruptures de pentes et le tracé de la faille du Forez ne semblent pas être liés à cette activité tectonique pliocène supérieur car les ruptures de pente de nature tectonique migrent vers l'amont au cours du



temps. La surrection du Forez ne résulterait donc pas d'une phase unique mais elle serait liée à une succession de mouvements tectoniques depuis 3,4 Ma. Cette conclusion est confortée par les données de nivellement qui indiquent une surrection actuelle du Forez de 1,75 mm/an (Delfau et Lenôtre, 1992).



**Figure 71:** Profils longitudinaux des ruisseaux de la Faye et de Gérize sur la bordure occidentale du Forez. La rupture de pente au niveau de la faille de Forez est interprétée comme le résultat de l'activité récente de la faille liée à la surrection.

### 3.2.2 Analyse structurale

L'étude de la surrection de la partie nord a montré que certains accidents hercyniens tels que le Sillon Houiller avaient contrôlé la structuration actuelle. A l'échelle de l'affleurement ces accidents hercyniens ont été caractérisés lors de l'étude de la structuration pré-rift et ont été séparés d'une seconde famille de failles (cf Structuration pré-rift). Leur répartition étant connue, l'analyse de la fracturation affectant les sédiments éo-oligo-miocènes va permettre de déterminer leur rôle lors de l'extension et de la surrection postérieure.

#### Analyse des failles de socle de la deuxième famille

Les caractéristiques de ces failles ont déjà été décrites lors de la structuration pré-rift. Nous les résumerons rapidement:

- La déformation se produit dans le domaine cassant.



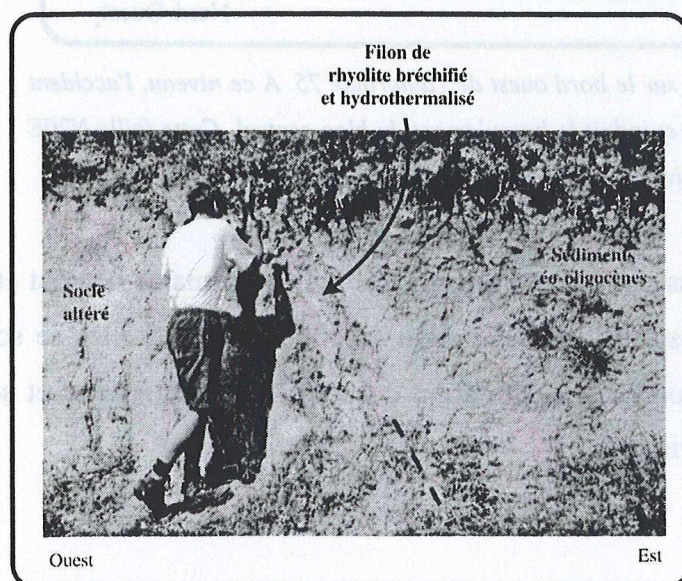
- Toutes ces failles présentent un jeu normal avec la formation éventuelle de petites stries remobilisant les oxydes de fer.
- Certaines failles sont associées en conjuguées.
- Les failles sont principalement orientées selon une direction N10-30E parallèle au faisceau hercynien.

Cette famille de failles semble donc s'être développée à faible profondeur dans un contexte extensif avec  $\sigma_1$  verticale et  $\sigma_3$  orientée globalement E-O. Cette fracturation a pu être engendrée par l'extension lors du rift passif mais elle peut également être liée à la surrection "post-oligocène". En effet, nous avons montré que les failles parallèles à la direction hercynienne N20E avaient fréquemment été réactivées lors de la surrection.

### **Rôle de la fracturation hercynienne**

#### *Faille de Champeix*

Au Nord du village de Champeix, le long de la route du Moulard, les sédiments éo-oligocènes sont en contact par faille avec le granite hercynien (Fig 72). Le plan de faille est orienté N20E avec un pendage de 60° vers l'Est. Cet accident reprend un filon de rhyolite bréchifié dont la nature suggère un âge hercynien, contemporain du volcanisme post-collisionnel de la chaîne varisque. Cet âge hercynien est conforté par l'absence de lave rhyolitique "post-oligocène" dans la région de Champeix. Cet affleurement montre donc sans ambiguïté que le filon hercynien a contrôlé le développement de la faille normale au Cénozoïque.



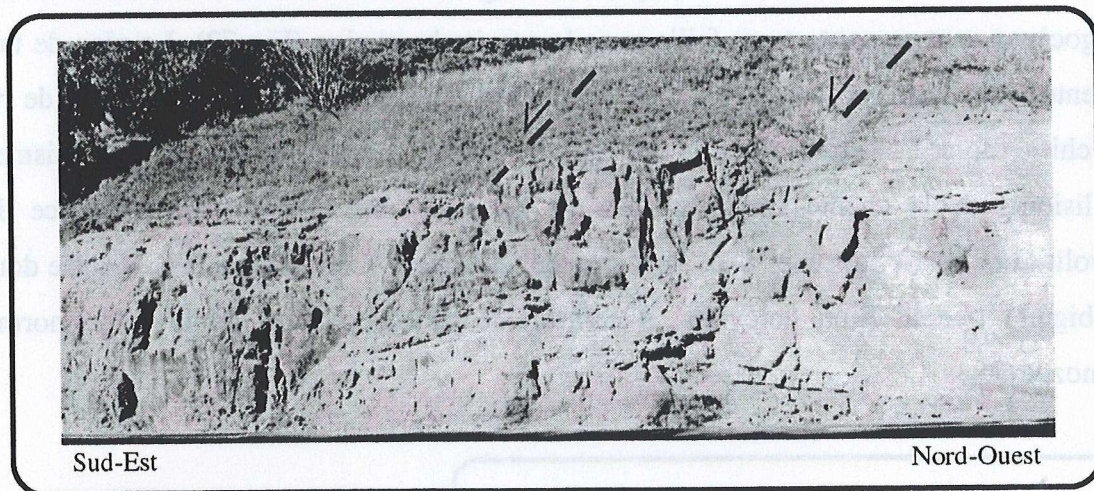
**Figure 72:** Photo de la faille de Champeix orientée N20E avec un pendage de 60° vers l'Est. Cette faille normale réactive un accident tardi-hercynien et met en contact les sédiments éo-oligocènes et le socle granitique.



Il est intéressant de noter que ce filon a été totalement hydrothermalisé par des circulations riches en silice qui confèrent aux sédiments une teinte grisâtre. Ce type d'hydrothermalisme siliceux a été reconnu exceptionnellement en deux endroits périphériques à la Limagne (dans les Couzes et sur la bordure occidentale du Livradois). Ces filons ont emprunté des failles pré-existantes et la présence de stries verticales suggère une activité tectonique verticale contemporaine de l'hydrothermalisme.

### *Faille de Montpeyroux*

Le long de l'autoroute 75, au pied du village de Montpeyroux, les sédiments oligocènes de nature arkosique sont affectés par une faille normale qui se dédouble localement (Fig 73). L'accident est orienté N20E avec un pendage de 50° vers l'Est, et décale le bloc oriental de quelques mètres. Cette direction N20E, récurrente et parallèle aux faisceau hercynien, semble suggérer que cette faille a été contrôlée par un accident hercynien sous-jacent.



**Figure 73:** Faille de Montpeyroux visible sur le bord ouest de l'autoroute 75. A ce niveau, l'accident unique sur l'affleurement Est se dédouble et induit le basculement du bloc central. Cette faille N20E doit vraisemblablement être liée à la réactivation d'une faille hercynienne sous-jacente.

Dans les deux cas étudiés ci-dessus, l'âge et l'origine des failles normales ne peut être déterminer. En effet, soit ces failles résultent de l'extension éo-oligocène, soit elles se sont formées lors de la surrection post-oligocène. La formation de la faille à l'Oligocène et son rejeu postérieur peut également être envisagé.

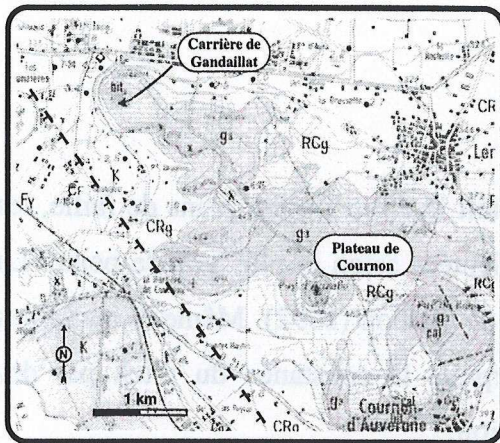


### Rôle de la surrection

L'analyse de la fracturation au sein des sédiments oligocènes de la Limagne permet de proposer une évolution de la fracturation en tenant compte de l'héritage structural hercynien.

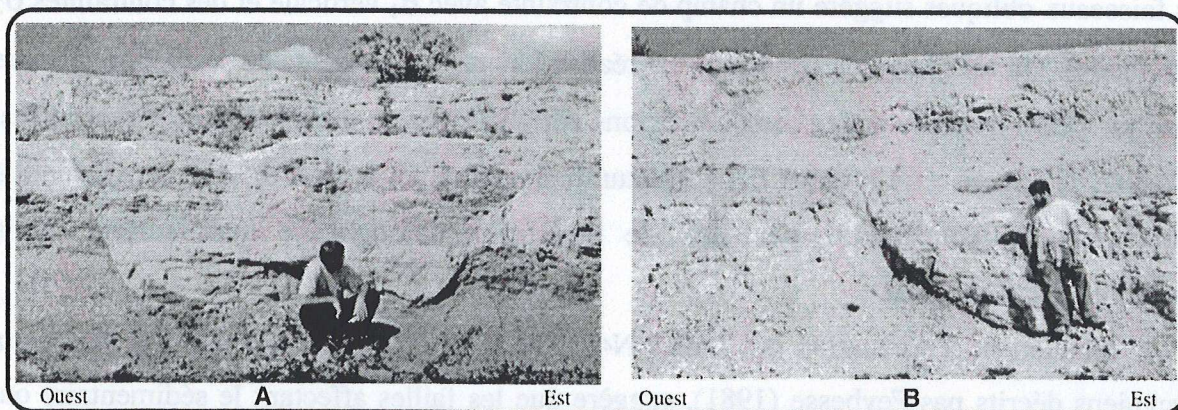
#### Carrière de Gandaillat

La carrière de Gandaillat est située au cœur du demi-graben de la Limagne, sur la bordure occidentale du horst de Cournon (Fig 74). Ce horst est limité par deux failles dont l'activité éo-oligocène est suggérée par une sédimentation différente sur le plateau et en périphérie (Carbon, 1992). La faille bordière occidentale, orientée N140-145E, décale le toit du socle de 370 m et est visible en gravimétrie et sur les profils sismiques.



**Figure 74:** Carte de localisation de la carrière de Gandaillat sur la bordure occidentale du horst de Cournon.

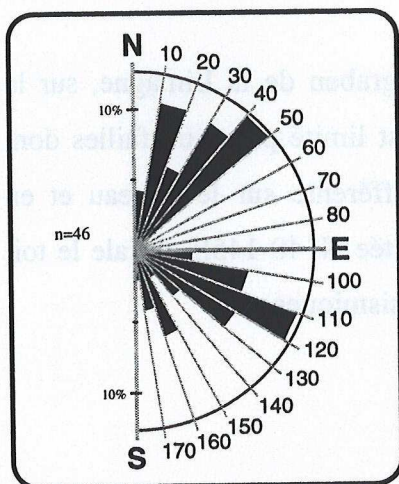
Les sédiments de la carrière de Gandaillat sont de nature marno-calcaire et datent de la base de l'Oligocène supérieur. La fracturation très intense de la pile sédimentaire a fait l'objet d'une analyse structurale qui montre dans un premier temps l'existence de failles normales importantes (Fig 75).



**Figure 75:** A) Photo d'un graben miniature limité par des failles N170E et N20E. Ces deux directions correspondent à celles des segments Nord et Sud de la faille de la Limagne. B) Faille normale N10E récoupant la pile sédimentaire.



La répartition de ces failles majeures est caractérisée par quatre faisceaux principaux (N10-20E, N30-50E, N100-130E et N150-170E) et par l'absence de faille orientées N50-90E (Fig 76).



**Figure 76:** Demi-diagramme en rose représentant la distribution des failles normales dans la carrière de Gandaillat. Les quatre faisceaux majeurs sont: N10-20E, N30-50E, N100-130E et N150-170E. Certains faisceaux ne sont pas compatibles avec une extension E-O.

L'analyse de 46 failles montre que, quelle que soit la direction des plans de faille, les stries associées à l'activité tectonique sont toujours orientées selon la plus grande pente. La constance du pitch des stries est confirmée par l'étude de Carbon (1992). Même si les failles recoupent toute la pile sédimentaire, Carbon a interprété la constance du pitch par des variations de direction d'extension lors de la sédimentation.

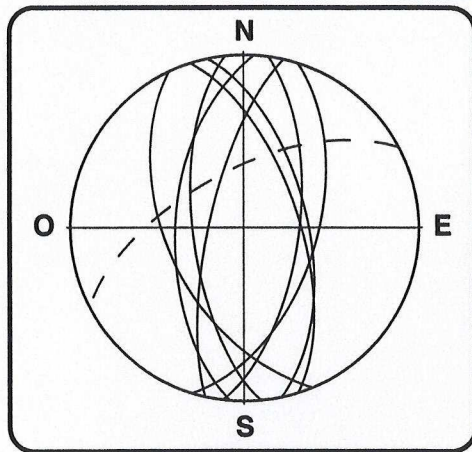
Si les failles normales sub-méridiennes (N10-20E et N 150-170E) peuvent dater de la fin de l'Oligocène, les failles normales obliques N40-50E et N100-130E sont difficilement compatibles avec une extension E-O caractérisée par une contrainte  $\sigma_1$  verticale et une contrainte  $\sigma_3$  perpendiculaire au graben. La distribution des failles strictement normales selon des faisceaux obliques suggère un champ de contrainte avec  $\sigma_1$  verticale et des contraintes  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  égales. Un tel champ de contrainte est réalisé lors de mouvements de surrection tels que celui qui a été mis en évidence dans les régions périphériques au graben (Forez, Combrailles, Côtes de Clermont et Livradois). La fracturation visible dans la Carrière de Gandaillat résulterait donc pour partie, peut-être, de l'extension éo-oligocène mais surtout de la surrection post-oligocène.

Finalement, l'orientation des failles N40-50E et N100-130E, parallèle aux faisceaux hercyniens décrits par Feybesse (1981), suggère que les failles affectant le sédimentaire ont été induit par la réactivation des failles hercyniennes lors de la surrection "post-oligocène".



### Carrière de Billy

Les sédiments exploités dans la carrière de Billy (10 km au Nord de Vichy) datent de l'Oligocène terminal. Ces sédiments sont affectés par une fracturation de faible ampleur et seule une faille décale la sédimentation sur plusieurs mètres. Mise à part une petite faille syn-sédimentaire orientée N68E, les accidents affectant les sédiments sont tous des failles normales orientées entre N156E et N18E (Fig 77). Une telle répartition des failles est compatible avec une extension E-O durant l'Oligocène supérieur et l'absence de faille oblique peut suggérer une absence de surrection dans cette région très septentrionale non affectée par la PVM.



**Figure 77:** Stéréogramme représentant l'orientation des plans de failles dans la carrière de Billy. Le plan en pointillé, orienté N68E, correspond à la seule faille syn-sédimentaire dont le rejet maximum est de 4 cm. Les autres accidents décalent les sédiments de plusieurs dizaines de centimètres ou mètres. La distribution des failles est cohérente avec une extension approximativement E-O.

### 3.2.3 Conclusions

L'analyse structurale, couplée à une étude de MNT, a permis de caractériser l'importance de la surrection dans la partie nord.

Tout d'abord, la structuration N-S initiée lors du rift passif a été amplifiée pendant la surrection grâce à la réactivation de failles hercyniennes (e.g. Sillon Houiller, faisceau N20E sur la bordure occidentale du Livradois). Cette surrection a également engendré l'activation de failles obliques au niveau du socle (i.e. Faille de la Morge) ou des sédiments éo-oligocènes (i.e. faisceaux N40-50E et N100-130E dans la carrière de Gandaillat).

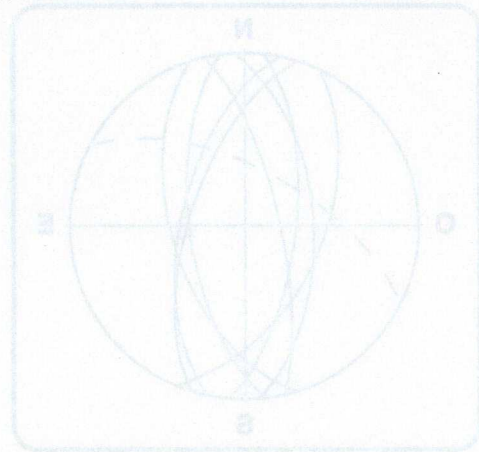
L'encaissement des vallées a ensuite permis de dater la surrection de la partie nord. Contrairement à la zone centrale, la partie nord a été sujette à une seule phase de surrection postérieure à 3,5 Ma et contemporaine du volcanisme de la PVM. Dans les régions des Combrailles et des Couzes, l'encaissement des vallées et l'inversion des reliefs suggèrent un climax de surrection postérieur à 2-2,5 Ma.



### 3.3 Synthèse

L'évolution post-oligocène du Massif Central a été caractérisée par une surrection généralisée. Dans l'extrémité sud, le bombement des Cévennes et de la Montagne Noire est en partie lié à l'ouverture du bassin algero-provençal lors de la rotation du bloc Corso-Sarde.

Dans les régions couvertes par la PVM, l'analyse de la structuration confirme la distinction spatiale et temporelle des zones nord et sud établie à partir de la répartition du volcanisme. La structuration actuelle de la zone centrale est orientée N135E et elle résulte de deux phases majeures de surrection, au Miocène supérieur et du Pliocène supérieur à l'actuel. En revanche, dans la partie nord, la première phase de surrection ne semble pas avoir existé et seule la phase datant du Pliocène supérieur à l'actuel a accentué la structuration N-S initiée lors de l'extension.





## 4 Interprétation de l'évolution post-oligocène du Massif Central

### 4.1 Modèle de point chaud

Depuis près de 30 ans, les nombreuses campagnes géophysiques ont permis de déterminer la structure profonde à l'aplomb du Massif Central (Perrier et Ruegg, 1973; Souriau, 1976, 1981; Lucazeau et al, 1984; Granet et al., 1995a; Sobolev et al., 1996). A l'échelle lithosphérique, les études de sismique ont mis en évidence une anomalie de vitesse sous le Massif Central, corrélée avec une anomalie de Bouguer et un flux de chaleur élevé. Cette anomalie de vitesse a été interprétée en terme d'anomalie thermique et de remontée de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB). D'abord de taille comparable à la totalité du Massif Central (Souriau, 1981), la taille de la remontée s'est progressivement réduite grâce au développement de nouvelles techniques et concentrée sous les principales provinces magmatiques (Granet et al., 1995a; Sobolev et al, 1996).

La remontée du LAB à l'aplomb des provinces magmatiques fut interprétée pour la première fois en terme de point chaud par Froidevaux et al. (1974). Brousse (1974) considéra que la répartition géographique du volcanisme en trois branches était la preuve d'un point triple centré sur Saint-Bonnet-de-Condat. Les études pétrologiques des nodules de péridotite et des laves permirent ensuite de préciser le modèle de point chaud et d'en définir l'évolution (Coisy et Nicolas, 1978; Maury et Varet, 1980). La nature et l'origine profonde du point chaud fut finalement évoquée par Granet, Wilson et Achauer (1995b) sur la base de données géophysiques et géochimiques.

L'origine de l'anomalie thermique est encore largement discutée. La remontée du matériel mantellique serait liée (i) à une déstabilisation du manteau lors de l'extension de la lithosphère mantellique (Fleitout, 1984; Lucazeau et al., 1984; Wilson et Downes, 1992), (ii) à un panache mantellique avorté à 400 km de profondeur et déstabilisé par la chaîne alpine (Granet et al., 1995a et b), (iii) à un changement de contraintes durant le Pliocène (Maury et



Varet, 1980), ou (iiii) à la déstabilisation du manteau lors de la pénétration de la racine lithosphérique sous les Alpes (Sobolev et al., 1996).

L'âge de mise en place du point chaud est différent selon les auteurs. Lorsque le diapirisme est lié à l'extension, le début de la remontée mantellique serait daté à 40 Ma (Lucazeau et al., 1984; Nicolas et al., 1987). Qu'elle se fasse sous la forme d'un diapir unique ou en plusieurs diapirs kilométriques, la remontée du manteau se serait interrompue à partir de 10 Ma (Lucazeau et al., 1984; Nicolas et al., 1987). Des âges de mise en place plus récents entre 5 et 4 Ma ont également été proposés pour expliquer le développement d'une phase volcanique importante à partir de la fin du Miocène (Coisy et Nicolas, 1978; Maury et Varet, 1980).

Finalement, selon Lucazeau et al. (1984), la remontée du point chaud aurait induit une pression en base de croûte suffisamment importante pour engendrer la surrection ("The pressure exerted at the base of the crust is responsible for the crustal doming", Lucazeau et al., 1984).

## 4.2 Interprétation de la PVM et de la structuration actuelle

### 4.2.1 Résumé des observations

#### *La PVM*

La Phase Volcanique Majeure a débuté à partir de 13,5 Ma dans la zone centrale du Massif Central, et depuis 5,5 Ma dans la partie nord après une absence de volcanisme de plusieurs Ma.

L'analyse de la répartition du volcanisme a mis en évidence une zone centrale orientée N100-110E et caractérisée par deux pics de magmatisme (9-6 et 3,5-0,5 Ma), et une partie nord et une extrémité sud marquées par un pic d'activité unique, contemporain du second climax de la zone centrale.



### La structuration

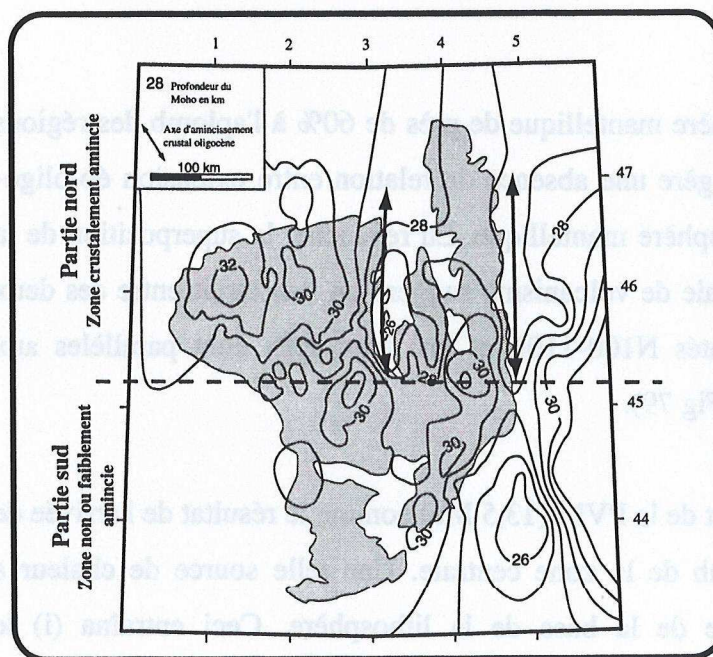
La surrection de la bordure cévenole entre 30 et 19 Ma à l'origine du concept de basculement du Massif Central vers le NNO, résulte en partie de l'ouverture du bassin algéro-provençal lors de la rotation du bloc Corso-Sarde.

L'étude de la structuration permet de distinguer une zone centrale où les reliefs et les alignements volcaniques sont orientés N130-140E. La structuration actuelle de cette région résulte de la succession de deux pics de surrection globalement contemporains de ceux du volcanisme.

La partie nord et l'extrémité sud du Massif Central présentent une structuration et/ou des alignements volcaniques orientés N-S. Ces régions ont été affectées par un pic de surrection unique contemporain du second climax de volcanisme.

### 4.2.2 Interprétations

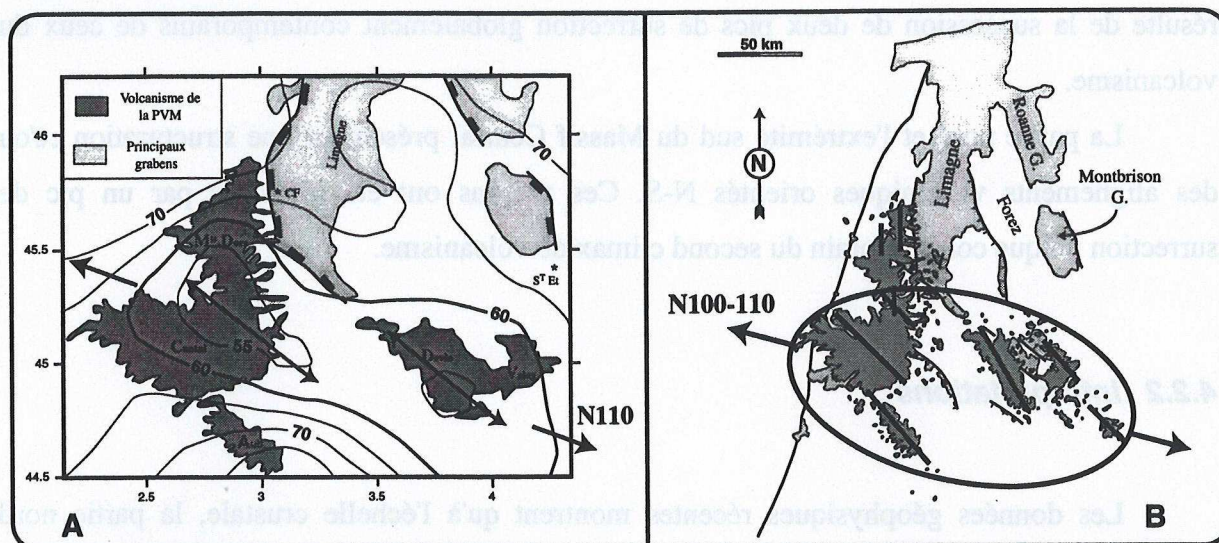
Les données géophysiques récentes montrent qu'à l'échelle crustale, la partie nord présente un amincissement N-S de la croûte induit par l'épisode de rifting passif. La partie sud n'est pas ou très faiblement amincie crustalement (Fig 78) (Zeyen et al., 1997a).



**Figure 78:** Carte de la profondeur du Moho sous le Massif Central. La relation linéaire entre amincissement crustal et épaisseur des sédiments suggère que la structure du graben est un héritage de l'évolution éo-oligocène. Cette carte montre que seule la partie nord a été affectée par le RMC. Modifiée d'après Zeyen et al., 1997a.



Les données de tomographie mettent en évidence un amincissement de la lithosphère mantellique à l'aplomb de la zone centrale. Dans cette région la croûte n'est pas amincie alors que la lithosphère mantellique est amincie de près de 60%. La remontée du LAB liée à l'amincissement est globalement orientée N110E et est marquée par deux apex N130E sous les ensembles volcaniques Devès-Velay, à l'Est, et Cantal-Cézallier, à l'Ouest (Granet et al., 1995b; Sobolev et al., 1996) (Fig 79a).



**Figure 79:** A) Topographie de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB) sous le Massif Central. La remontée du LAB est orientée N110E et est ponctuée par deux apex N130E à l'aplomb des principales provinces volcaniques. B) Orientations de la région couverte par le premier pic de volcanisme et des provinces volcaniques de la zone centrale.

L'amincissement de la lithosphère mantellique de près de 60% à l'aplomb des régions non affectées par le rifting passif suggère une absence de relation entre extension éo-oligomiocène et amincissement de la lithosphère mantellique. En revanche, la superposition de la remontée du LAB et de la zone centrale de volcanisme suggère un lien étroit entre ces deux phénomènes. En effet, ils sont orientés N100-110E et les deux apex sont parallèles aux provinces volcaniques (N130-140E) (Fig 79).

Nous interprétons ainsi le début de la PVM (13,5 Ma) comme le résultat de l'arrivée de matériel mantellique chaud à l'aplomb de la zone centrale. Une telle source de chaleur a engendré l'érosion thermo-mécanique de la base de la lithosphère. Ceci entraîna (i) le développement d'une activité magmatique en surface et (ii) une surrection liée au déséquilibre isostatique de la lithosphère.



Le développement de deux pics de volcanisme contemporains des phases majeures de surrection rend vraisemblablement compte de l'apport de matériel mantellique chaud à la base de la lithosphère en deux épisodes principaux et successifs. Le premier, concentré au niveau de la zone centrale, s'est produit au Miocène supérieur, et est responsable (i) de l'édification des provinces magmatiques majeures et (ii) de la surrection selon une orientation N130-140E. Le second, plus diffus, date du Pliocène supérieur et a débordé de la zone centrale vers le Nord et le Sud en induisant un volcanisme moins important et une surrection à grande longueur d'onde.

La direction N130-140E de la structuration de la zone centrale a pu être contrôlée par l'orientation de l'anomalie mantellique et/ou par un héritage hercynien. L'activité de certaines failles N130E (e.g. faille de la Margeride) lors de l'extension éo-oligocène plaide en faveur de la seconde hypothèse. En outre, Granet et al. (2000) ont interprété les anomalies de chaleur au niveau des apex comme le résultat de l'intrusion de magma le long d'accidents lithosphériques. Dans la zone centrale, l'orientation N130-140E de la structuration et des alignements volcaniques semble donc être liée à un héritage hercynien. En revanche, l'orientation générale N100-110E de l'anomalie mantellique, parallèle à la répartition du volcanisme de la zone centrale, est trop profonde pour avoir été contrôlée par les structures lithosphériques.

Dans la partie nord, l'orientation N-S de la structuration soulignée par les reliefs et les alignements volcaniques pourrait être attribuée à des failles néo-formées pendant l'extension. De fait, l'amincissement crustal N-S au niveau de la Limagne et les failles normales parallèles formées lors de l'extension, sont à même de contrôler les remontées magmatiques et les compartiments en surrection. Cependant, l'analyse de la bordure méridionale du Massif Central indemne du rifting passif suggère que l'orientation de la structuration n'est pas liée à un héritage cénozoïque mais qu'elle résulte de la réactivation d'accidents majeurs datant de l'hercynien. En effet, l'orientation N20E, parallèle au Sillon Houiller, correspond à celle (i) des alignements volcaniques de l'Escandorgue (Gastaud et al., 1983), de la Chaîne de Puys et de la Chaîne de la Sioule, et (ii) des principales failles limitant les zones de surrection (e.g. bordure occidentale du Livradois et Sillon Houiller).

Ainsi, la structuration actuelle du Massif Central résulte de la conjugaison de deux moteurs de surrection: l'épaulement de rift dans l'extrémité sud-est du Massif Central et l'arrivée de matériel mantellique chaud centré sous la zone centrale.



Quelles que soient les régions du Massif Central, il apparaît clairement que la structuration hercynienne a fortement influencé l'évolution tectonique au Cénozoïque. L'influence de cet héritage hercynien a également été proposée par Wilson et Downes (1991, 1992) pour expliquer les signatures géochimiques des laves du Massif Central. Les signatures géochimiques des magmas semblent résulter de l'interaction entre deux pôles mantelliques A et B. Le pôle A, d'origine asthénosphérique serait issu du mélange entre un manteau appauvri (DM) et un manteau de type HIMU. Le second pôle (B) représenterait l'apport de la lithosphère hercynienne lors de la remontée des magmas primaires d'origine asthénosphérique. Il est intéressant de constater qu'en 1991 et 1992, Wilson et Downes excluaient la présence d'un point chaud sous le Massif Central pour expliquer les signatures géochimiques ("We do not see any necessity to invoke deep mantle plumes as the source of endmember A,..." p842-843 dans Wilson et Downes, 1991). Quatre ans plus tard et sur la base des mêmes données géochimiques et des nouvelles données de tomographie, la signature du pôle A était attribuée à une origine profonde de type point chaud (Granet, Wilson et Achauer, 1995b).

Qu'elle soit d'origine profonde ou qu'elle résulte de la fusion du manteau sous-lithosphérique, la nature du pôle A n'explique pas l'origine de la PVM. **Dans le Massif Central, la succession des événements avec développement du volcanisme contemporain d'une surrection, est compatible avec le stade initial d'une évolution de type rift actif (cf Park 1988; Ruppel 1995).** Au premier abord, ce rifting actif n'aurait aucun lien avec le rifting de type passif éo-oligo-miocène. Nous intégrerons cette double évolution du Massif Central dans un modèle géodynamique global après avoir étudié les autres segments du Rift Ouest-Européen et en tenant compte de l'évolution de la chaîne alpine adjacente.

## CHAPITRE 2

# ***Le Rift Ouest-Européen***

**Résumé:**

Le Rift Ouest-Européen est constitué par trois segments répartis concentriquement autour des Alpes. D'Est en Ouest, les différentes provinces sont la Bohême, la Province Rhénane et le Massif Central. Le ROE est bordé au Nord par le Rift de la Mer du Nord et, au Sud, par le Rift NO Méditerranéen. L'analyse géologique du rift montre qu'il a été affecté par trois événements géodynamiques différents entre le Crétacé supérieur et l'actuel. Du Crétacé supérieur à l'Eocène, une activité magmatique très diffuse, dite pré-rift, s'est développée dans des zones en surrection. Du Priabonien au Miocène inférieur, la plaque Europe a été soumise à une extension globalement perpendiculaire au Alpes. Dans les grabens, la sédimentation au niveau de la mer, suivie par l'apparition éventuelle d'une phase volcanique dispersée, dite syn-rift, entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur correspond à une chronologie compatible avec une évolution de type rift passif. Enfin, après un hiatus tectonique et magmatique, le développement d'une phase volcanique importante, dite post-rift, au sein des régions affectées par le rift passif mais aussi de régions indemnes de l'extension, est contemporain d'une surrection importante des provinces volcanisées. Cette chronologie avec volcanisme contemporain d'une surrection, sans sédimentation, est compatible avec une évolution de type rift actif. En outre, dans la plupart des régions, la superposition d'anomalies mantelliques et des manifestations de surface (i.e. volcanisme et surrection) conforte cette interprétation. Finalement, la répartition spatiale des provinces affectées par ces trois phases géodynamiques, concentrique autour de la chaîne alpine, suggère une relation étroite entre le Rift Ouest-Européen et la formation des Alpes.



# CHAPITRE 2

## Sommaire

<b>1. Introduction</b>	<b>136</b>
<b>2. Structuration pré-rift</b>	<b>137</b>
2.1 Structure des différentes provinces	137
2.1.1 Structuration paléozoïque	137
2.1.2 Géodynamique post-hercynienne	140
2.2 Volcanisme pré-rift	141
2.2.1 Répartition du volcanisme	141
2.2.2 Pétrologie	142
2.3 Conclusions	143
<b>3. Extension éo-miocène du ROE</b>	<b>145</b>
3.1 Sédimentation du ROE et volcanisme associé	145
3.1.1 La Province Rhénane	145
3.1.2 Le graben de l'Eger	149
3.2 Géométrie des grabens et structure crustale	150
3.2.1 La province Rhénane	150
3.2.2 Le graben de l'Eger	153
3.3 Modalités de l'extension	154
<b>4. Evolution post-miocène inférieur du ROE</b>	<b>156</b>
4.1 Sédimentation miocène supérieur à actuelle	156
4.2 Volcanisme "post-rift"	157
4.2.1 Volcanisme de la PR	157
4.2.2 Volcanisme de Bohême	158
4.3 Structuration des provinces du ROE	159
4.4 Interprétation de l'évolution miocène à actuelle du ROE	160
4.4.1 Structure profonde du ROE et origine du volcanisme	160
4.4.2 Evolution globale du ROE à partir du Miocène	161
<b>5. Conclusions</b>	<b>164</b>

## 1 Introduction

Outre le Massif Central, le Rift Ouest-Européen (ROE) est constitué de la Province Rhénane et du Massif Bohémien (Fig 4). Ces trois segments qui ont déjà été décrits succinctement dans l'introduction générale de ce mémoire, correspondent aux différentes régions où volcanisme et extension sont associés. Le début du magmatisme dès le Crétacé terminal dans les trois segments, puis le développement de grabens concentriquement à l'arc alpin suggère une origine commune aux différentes provinces.

Entre le graben du Rhin et la Bohême, les provinces volcaniques de l'Hegau et de l'Urach sont des zones où l'évolution éo-oligo-miocène n'a apparemment pas induit la création de graben. Ainsi, il apparaît à première vue des disparités entre extension et volcanisme. Ce phénomène visible à l'échelle européenne vient d'être décrit dans le Massif Central où les régions affectées par le rifting passif éocène supérieur à miocène inférieur et le rifting actif miocène supérieur à actuel ne sont pas les mêmes.

Les caractéristiques du ROE (i.e. localisation et âge du volcanisme et de l'extension) présentent ainsi de fortes analogies avec celles établies localement dans le Massif Central. L'étude du ROE se fera alors selon les mêmes modalités que dans le Chapitre 1, en analysant la structuration pré-rift, l'extension éocène supérieur à miocène inférieur et l'évolution "post-rift" de la Province Rhénane et en Bohême. Dans ce chapitre, les caractéristiques de chaque province (sédimentation, tectonique et volcanisme) ne seront pas aussi détaillées que dans le Massif Central, seuls les faits majeurs seront résumés.

## 2 Structuration pré-rift

La géodynamique de l'Europe occidentale est schématiquement identique depuis la fin de l'orogénèse hercynienne. Ainsi, les différentes parties du ROE sont formées sur une croûte principalement structurée pendant le Paléozoïque. Le rôle de l'héritage structural ayant été clairement montré dans le Massif Central (Chapitre 1), nous déterminerons la structuration anté-cénozoïque des provinces affectées ultérieurement par le volcanisme pré-rift et l'extension.

### 2.1 Structure des différentes provinces

Alors que le Massif Bohémien correspond uniquement à un môle hercynien, la Province Rhénane est principalement constituée de sédiments mésozoïques reposant sur le socle paléozoïque. La position géographique de chaque province étant nettement différente, leur implication dans les différents épisodes géodynamiques mésozoïques (e.g. rifts de la Mer du Nord et de la Thetys, collision des Alpes autrichiennes) a induit une évolution post-hercynienne différente.

#### 2.1.1 Structuration paléozoïque

##### ***Le Massif Bohémien***

Le Massif Bohémien, de forme losangique, est principalement situé sur l'ancien territoire Tchécoslovaque, au Nord des Alpes autrichiennes (Fig 80). L'évolution paléozoïque du Massif Bohémien est marquée par le développement de bassins sédimentaires entre l'Ordovicien-Dévonien et le Carbonifère supérieur-Permien terminal (Suk et al., 1984; Malkovsky, 1987). La première phase sédimentaire est antérieure à l'orogène hercynien et induit la création d'un bassin orienté N60E. A l'Hercynien, les principaux chevauchements sont parallèles à cette orientation. Enfin, la sédimentation Carbonifère supérieur-Permien terminal, comparable à celle du Massif Central, est liée à la réactivation des failles N60E et



accessoirement aux directions N20-30E, N140E et N160E (Malkovsky, 1987) . Notons que ces orientations sont comparables aux directions hercyniennes du Massif Central.

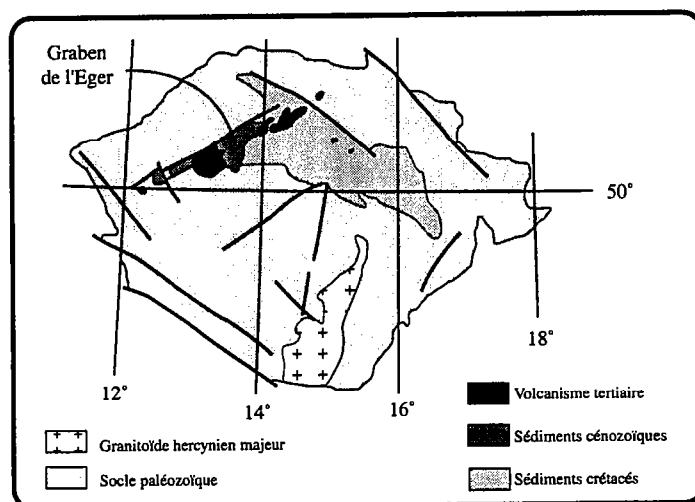


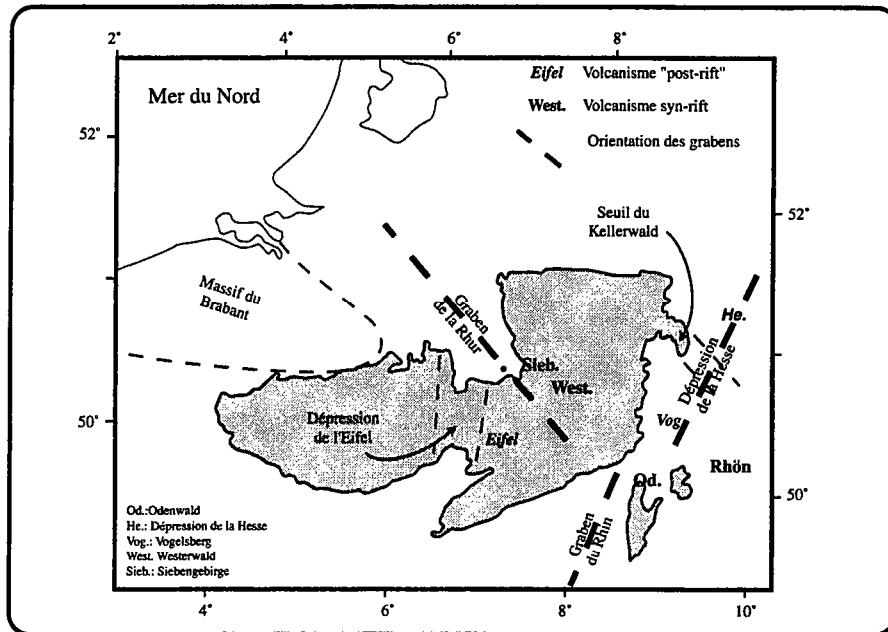
Figure 80: Carte géologique simplifiée du Massif Bohémien.

Le Massif Bohémien est donc caractérisé par une structuration principale N60-70 qui affecte l'ensemble des formations anté-mésozoïques et qui résulte de l'orientation des granitoïdes et de la foliation des formations métamorphiques précambriennes (Fig 1 dans Svoboda et al., 1966).

### La Province Rhénane (PR)

La PR est constituée de plusieurs môles de socle dont les plus importants sont le Bouclier Rhénan (Massif Rhénan) et l'ensemble Vosges-Forêt-Noire.

Le Bouclier Rhénan est globalement orienté OSO-ENE et est constitué de sédiments paléozoïques faiblement métamorphisés (du Cambrien au Carbonifère). Il correspond à la zone externe de la chaîne varisque dans laquelle les sédiments ont subi une tectonique plicative et des chevauchements vers le Nord (Murawski et al., 1983). Perpendiculairement à l'orientation générale du Bouclier Rhénan, la dépression de l'Eifel correspond à la structure principale (Fig 81). A l'Ouest de cette dépression, les sédiments pré-dévonien ont subi un métamorphisme anté-varisque et toute la pile est recoupée par la faille du Midi. Cet accident majeur dans les Ardennes ne se retrouve pas à l'Est de la dépression de l'Eifel et les rares reliques de sédiments pré-dévonien ne présentent pas de métamorphisme initial (Murawski et al., 1983).



*Figure 81: Carte schématique du Bouclier Rhénan et du Massif du Brabant. Le Massif Rhénan est situé entre le rift de la Mer du Nord, au Nord, et le rift Ouest-Européen, au Sud. Les grabens de la Province Rhénane se rejoignent en un point de jonction situé au niveau de la bordure SE du Bouclier Rhénan*

A partir du Carbonifère supérieur et jusqu'au Permien, la tectonique extensive qui a affecté l'ensemble de la chaîne varisque a induit la création de bassins limités par de grandes failles normales dont la faille de Taunus-Hunsrück qui constitue la bordure méridionale du Bouclier Rhénan.

Au Sud du Bouclier Rhénan, les deux môles hercyniens des Vosges et de la Forêt-Noire correspondent comme le Massif Central à la zone interne de la chaîne hercynienne. Ces deux ensembles sont constitués de roches plutoniques et métamorphiques.

Dans les Vosges, les principales structures sont orientées N60-70E parallèlement aux sillons sédimentaires datant du Givétien et du Viséen (Von Eller, 1984). Obliquement à cette structuration, la faille de Sainte-Marie-aux-Mines/Retournemer recoupe l'ensemble des Vosges selon une orientation N30E parallèle à la partie centrale du graben du Rhin. La fracturation secondaire des Vosges est orientée selon des faisceaux N10-20E, N30-40E, N70-80E et N130-150E similaires à ceux du Massif Central.

Dans la Forêt-Noire, la structuration est marquée par une unité centrale métamorphique orientée N45E, et par une foliation métamorphique périphérique N-S.

### 2.1.2 Géodynamique post-hercynienne

A partir du début du Mésozoïque, l'évolution des différentes provinces va varier selon leur localisation.

En Bohême et dans la PR, les reliefs formés durant l'Hercynien sont aplanis à la fin du Permien et une pénéplaine se développe à partir de la transition Paléozoïque-Mésozoïque (Murawski et al., 1983; Suk et al., 1984).

Pendant le Trias et le début du Jurassique, la Province Rhénane est divisée en deux parties séparées par un fossé N-S qui permet une communication entre la Mer du Nord et la moitié est du Bassin Parisien: la dépression de l'Eifel (Murawski et al., 1983). La formation de ce graben est contemporaine de la première phase de rifting en Mer du Nord et elle est interprétée comme le résultat de la dislocation de la Pangée (Ziegler, 1992a). Dans les futurs massifs des Vosges et de la Forêt Noire, la sédimentation triasique et jurassique inférieur recouvrent le socle hercynien (Maurin, 1995). A cette époque, le Massif Bohémien forme un vaste plateau (Malkovsky, 1987).

A partir du Jurassique supérieur, la subsidence de la dépression de l'Eifel cesse et le Bouclier Rhénan et l'ensemble Vosges-Forêt-Noire deviennent une grande masse continentale associée au Massif du Brabant (Murawski et al., 1983). Durant cette période, le Massif Bohémien subit une extension importante. Cette période de rifting est contemporaine de la seconde phase d'extension en Mer du Nord, et induit la formation de grabens NO-SE reliant la Tethys au Sud et la Mer du Nord au Nord (Buday et Suk, 1984; Malkovsky, 1987).

Lors de la transgression du Crétacé supérieur, la sédimentation s'effectue sur la bordure NO du Bouclier Rhénan et est absente dans toute la partie sud de la PR (Murawski et al., 1983). En Bohême, le Crétacé supérieur correspond à une subsidence généralisée au niveau de fossés NO-SE, comblés par des sédiments marins (Malkovsky, 1987). Cette subsidence et l'affaissement du Massif Bohémien au niveau de la mer seraient liés aux chevauchements austro-alpins dans les Alpes Orientales (Malkovsky et al., 1984).

La fin du Crétacé et le début du Cénozoïque sont caractérisés par une surrection et une émergence communes à toutes les provinces (Meyer et al., 1983; Malkovsky et al., 1984). En Bohême et sur la bordure septentrionale du Massif Rhénan, cette surrection est contemporaine (i) de chevauchements réactivant les failles paléozoïques et mésozoïques et (ii) de l'inversion des grabens (Malkovsky, 1987; Zijerveld et al., 1992).



## 2.2 Volcanisme pré-rift

A partir de la fin du Crétacé, un magmatisme monogénique et dispersé se développe dans les régions décrites ci-dessus. Plus étendu spatialement et temporellement que le volcanisme pré-rift du Massif Central, le volcanisme présente de fortes analogies pétrologiques avec le magmatisme centralien.

### 2.2.1 Répartition du volcanisme

#### *Massif Bohémien*

En Bohême, le volcanisme pré-rift commence à la transition Crétacé-Tertiaire (67-65 Ma) et se termine à la fin du Paléocène supérieur (60 Ma) (Bellon et Kopecky, 1977; Dudek et Elias, 1984). Durant cette période, un faible volume de magma est émis et le volcanisme est caractérisé par des éruptions monogéniques très dispersées. Les pointements volcaniques sont répartis sur le socle hercynien, en périphérie des grabens tertiaires et le long des failles majeures (Bellon et Kopecky, 1977).

#### *Province Rhénane*

Le volcanisme de la PR est divisé en deux régions situées sur la bordure sud-est du Bouclier Rhénan et en périphérie de la partie sud du graben du Rhin.

La première éruption pré-rift du Bouclier Rhénan date de 108 Ma et s'est produite dans la province du Wittlich (Lippolt, 1983). Dans cette partie sud-est du Bouclier Rhénan, l'activité volcanique cesse après cette éruption, réapparaît de façon dispersé à l'Eocène supérieur (46 Ma) et s'intensifie entre 40 et 33 Ma (Huckenholz, 1983). Sur la bordure méridionale du Massif Rhénan et dans le bassin permien de l'Hunsrück-Taunus, le magmatisme débute à partir de la fin du Crétacé et se termine vers 40 Ma (Lippolt, 1983).

Sur les plateaux périphériques de la partie sud du graben du Rhin, le volcanisme pré-rift affleure principalement dans les Vosges et la Forêt-Noire. Les éruptions dispersées sur le socle hercynien et sur les sédiments mésozoïques, ont induit la construction d'une trentaine de volcans monogéniques. En rive gauche du Rhin, l'activité pré-rift a débuté à la fin du Crétacé, à Thélod, sur la bordure orientale du Bassin Parisien (74-67 Ma) (Brousse et Lefèvre, 1990). En rive droite, les premières manifestations volcaniques datent également du Crétacé supérieur (88-83 Ma). Dans les Vosges et la Forêt-Noire, le magmatisme est spatialement et

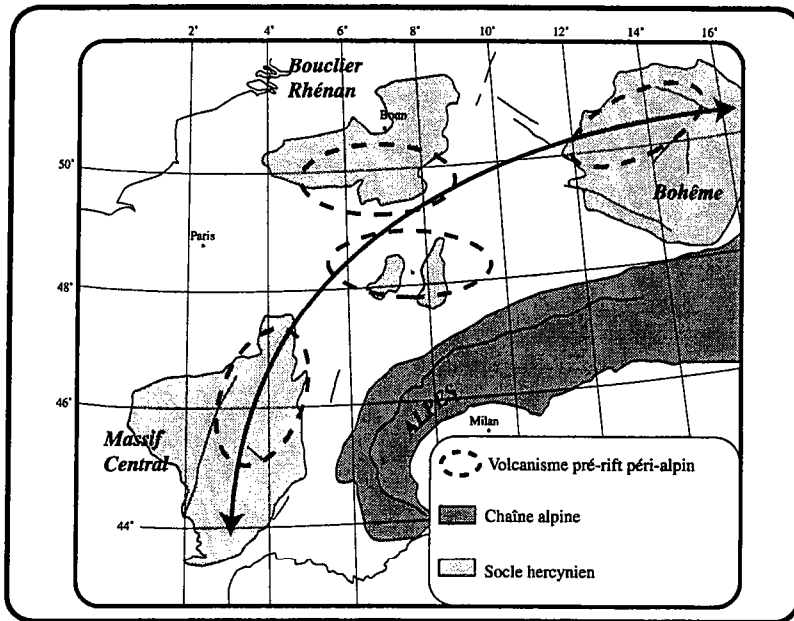
temporellement très dispersé et se poursuit jusqu'à l'Oligocène inférieur (Brousse et Lefèvre, 1990). Notons que l'âge le plus ancien du volcanisme pré-rift de l'ensemble Vosges-Forêt-Noire (100 Ma à Trois-Epis) a été récemment redaté et rajeuni à  $60,9 \pm 0,5$  Ma (Keller J., Comm. Pers.).

### 2.2.2 Pétrologie

La nature des laves émises pendant le volcanisme pré-rift en Bohême et dans la PR est schématiquement similaire à celle des laves pré-rift du Massif Central. Les magmas sont typiquement alcalins et principalement basaltiques. En Bohême, les laves sont fortement sous-saturées et sont uniquement représentées par des néphélinites à mélilite et des mélilitites (Bellon et Kopecky, 1977).

Dans la PR, la nature des magmas évolue depuis les termes basaltiques *s.l.* jusqu'aux laves différenciées. Sur le Bouclier Rhénan et dans la province du Hunsrück-Taunus, les basanites et les néphélinites dominant et certains magmas primaires se sont exceptionnellement différenciés jusqu'aux trachytes et phonolites. Le volcanisme périphérique à la partie sud du graben du Rhin est composé de laves non différenciées qui appartiennent toutes, à l'exception du basalte tholéitique de Reischoffen, à la série alcaline. Les laves sont des basanites, des néphélinites (à olivine, sanidine ou mélilite), des shonkinites et des ankaratrites à mélilitites (Wimmenauer, 1974; Wilson et al., 1995).

Comme dans le Massif Central, le faible nombre de volcans et la chimie des différents magmas suggèrent que ce volcanisme résulte d'un faible taux de fusion du manteau sous-jacent. Cette phase de volcanisme a débuté de façon globalement simultanée dans les différentes provinces du ROE à partir de la fin du Crétacé. Alors que l'activité volcanique cesse en Bohême à partir du Paléocène supérieur, elle est timide et dispersée dans la PR et se poursuit jusqu'à l'Oligocène inférieur. Enfin, la répartition des provinces volcaniques pré-rift est concentrique autour des Alpes (Fig 82).



*Figure 82: Carte de la répartition des provinces affectées par le volcanisme pré-rift. Ces différentes régions forment une ceinture concentrique aux Alpes.*

## 2.3 Conclusions

L'évolution pré-rift du Rift Ouest-Européen (Massif Central inclus) montre de grandes similitudes entre les différents segments malgré leur éloignement et la position de chaque province par rapport aux systèmes géologiques périphériques (i.e. rift de la Mer du Nord, Tethys, Alpes).

1- A la fin du Paléozoïque, les reliefs sont abrasés et une pénéplaine post-hercynienne se développe.

2- Du Trias au Crétacé inférieur, les trois segments du ROE se situent presque toujours au niveau de la mer. Les reliefs sont inexistantes et l'extension liée au rift de la Mer du Nord et à l'ouverture de la Tethys entraîne la création de grabens en Bohême et dans le Massif Rhénan.

3- A partir du Crétacé supérieur, l'émersion se généralise dans le Massif Central et la Province Rhénane. En Bohême, les premières phases de compression au niveau des Alpes centrales induisent la réactivation des structures héritées et une subsidence prononcée.

4- A la fin du Crétacé et au début du Cénozoïque, la phase de volcanisme pré-rift apparaît dans toutes les provinces et est contemporaine d'une surrection des môles hercyniens.

Ce magmatisme pré-rift est concentrique aux Alpes et est principalement centré sur la Province Rhénane. Dispersé sur près de 50 Ma au niveau de cette province, l'activité décroît en volume et en durée vers l'Est (Bohême) et vers l'Ouest (Massif Central). Le volcanisme pré-rift induit par un faible taux de fusion du manteau, s'arrête finalement de façon diachrone. Dans le graben du Rhin, les dernières éruptions sont contemporaines du début de la sédimentation éo-oligo-miocène.



### 3 Extension éo-miocène

A partir de l'Eocène supérieur, l'Europe occidentale en avant de la chaîne alpine est soumise à une extension qui induit la création de fossés d'effondrement dans la PR et dans le Massif Bohémien. Comme dans le Massif Central, l'analyse de la sédimentation va permettre de distinguer l'évolution de la subsidence et des milieux de sédimentation dans chaque graben.

#### 3.1 Sédimentation du ROE et volcanisme associé

##### 3.1.1 La Province Rhénane

Composée de trois grabens, la PR a évolué différemment selon la position géographique. Le fossé principal, le graben du Rhin, a subi plusieurs phases de subsidence importante qui se traduisent par des épaisseurs de sédiments variables au sein du fossé d'effondrement. Les deux autres grabens, ceux de la Rhur et de la Dépression de la Hesse, sont de taille plus réduite et leur remplissage sédimentaire suggère une subsidence plus limitée. Associée à ces grabens, une phase de volcanisme s'est développée sur le Bouclier Rhénan et sa périphérie entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur.

##### **Sédimentation**

###### *Graben du Rhin*

Les premiers dépôts sédimentaires du graben de Rhin datent du Lutétien et ont près de 250 m d'épaisseur (Sissingh, 1998). Cette sédimentation, contemporaine de celle du Massif Central, suggère le début de la subsidence du fossé. Après un hiatus de sédimentation durant le Lutétien supérieur et le Bartonien, la réactivation de la subsidence du graben du Rhin date de l'Eocène supérieur (Priabonien) (Villemin et al., 1986; Sissingh, 1998). Durant le Priabonien et le Rupélien inférieur, la subsidence égale dans les parties nord et sud du grabens, entraîne le dépôt de séries salifères (Sud) ou marneuses (Nord) mesurant plus de 1500 m d'épaisseur (Schuler, 1990; Sissingh, 1998). Le développement de la Formation Salifère de la partie sud (Bassin de Mulhouse) serait lié à des arrivées d'eaux marines par le Sud (Von Eller, 1984).

Au Rupélien supérieur, les communications avec la Mer du Nord et la mer péri-alpine induit la sédimentation de dépôts marins qui se généralisent à tout le graben (Von Eller, 1984; Sissingh, 1998). L'épaisseur des sédiments est relativement constante du Nord au Sud (environ 600 m) et le niveau de schistes à poissons (30 m) suggère une sédimentation marine anoxyque.

A l'Oligocène supérieur (Chattien), la sédimentation des parties nord et sud présentent de légères différences qui rendent compte de variations de la subsidence et du milieu de dépôt. Le niveau des marnes à Cyrènes (de 100 à 200 m) est largement étendu et correspond à des incursions laguno-marines depuis le Nord (Von Eller, 1984; Sissingh, 1998). A partir du Chattien supérieur, une asymétrie de la sédimentation se développe entre les parties sud et nord. L'épaisseur du niveau d'eau douce (formation de Niederroedern) de 600 m dans la partie nord, décroît vers le Sud jusqu'à un minimum de 300 m (Von Eller, 1984). Cette diminution de la subsidence dans la partie méridionale est confirmée par le dépôt des Couches à Cérithes (380 m) uniquement localisé dans la partie nord du graben (Sissingh, 1998). Ces niveaux laguno-marins prouvent une réouverture du graben vers le Nord via le graben de la Rhur et le Bouclier Rhénan.

De l'Aquitaniien au Serravalien (Miocène inférieur à moyen), l'absence de sédiment dans la partie sud atteste un arrêt de la subsidence. Durant cette période, plus de 1500 m de sédiments laguno-marins puis lacustres (1100 m au Burdigalien supérieur et Langhien) se déposent dans la moitié nord. L'arrivée des influences marines depuis le Nord prouve que le Bouclier Rhénan se situait ponctuellement sous le niveau marin (Sissingh, 1998). La dessalure progressive des sédiments à la fin du Burdigalien et au Langhien suggère un début de surrection du Massif Rhénan. Le cycle de sédimentation est clos par un dépôt lacustre dont l'âge est mal établi (Langhien supérieur-Serravalien) (Sissingh, 1998).

L'étude de la sédimentation du graben du Rhin montre tout d'abord que les dépôts lutétiens, identiques à ceux du Massif Central, sont séparés de la phase de subsidence par un hiatus de sédimentation. Du Priabonien à l'Oligocène supérieur, le graben est caractérisé par une évolution commune aux parties nord et sud du fossé. A partir de cette période, la subsidence décroît puis cesse dans la partie sud, tandis qu'elle continue jusqu'au Miocène moyen dans la moitié nord (Villemin et al., 1986). La présence d'incursions marines durant toute la sédimentation (excepté au Chattien moyen) indique que le graben du Rhin se situait toujours sous le niveau marin.

*Dépression de la Hesse (Leine)*

La Dépression de la Hesse est constituée par deux fossés séparés par le seuil de Kellerwald (Bassin de Kassel-Borken et celui situé au Nord du Vogelsberg) (Fig 81). La sédimentation a débuté au Priabonien (Eocène supérieur) et s'est terminée à l'Oligocène supérieur (Sittler, 1965; Schuler, 1990). La nature des sédiments diffère selon la localisation et montre des variations qui rendent compte des interactions avec les mers périphériques.

Au Priabonien, la sédimentation est uniquement détritique continentale, au Sud du seuil de Kellerwald. Au Nord, elle présente des témoins d'influences marines au début de la sédimentation, intercalés dans des horizons ligniteux (Sittler, 1965). Au Rupélien inférieur, les indices d'incursions marines sont fréquents et la différence entre la faune des bassins nord et sud s'explique par une interaction avec la Mer du Nord et le graben du Rhin, respectivement. Au Rupélien, cette différence disparaît et la liaison entre les mers nord et sud est établie. A l'Oligocène supérieur, la mer abandonne le graben du Rhin et se retire dans la partie septentrionale de la Dépression de la Hesse (Sittler, 1965). Les dépôts sont fluviatiles et discordants sur les blocs faillés au Sud du seuil de Kellerwald, et sont composés de sables glauconieux au Nord.

La sédimentation de la Dépression de la Hesse est à dominante détritique mais présente de fortes interactions avec les mers situées au Nord et au Sud. L'épaisseur totale des dépôts relativement faible (100 m) suggère une subsidence limitée au niveau du graben.

*Graben de la Rhur*

Le graben de la Rhur constitue la terminaison septentrionale de la PR et du ROE. Dans ce graben, la sédimentation liée à l'extension éo-oligo-miocène a été recouverte par les dépôts miocènes à actuels et seule l'analyse de forages permet de déterminer l'épaisseur des sédiments et la subsidence liée au ROE.

La subsidence du graben de la Rhur a débuté au Priabonien (36 Ma) avec la réactivation des failles NO-SE actives au Mésozoïque (Zijerveld et al., 1992). Entre le Priabonien et l'Oligocène supérieur, la sédimentation associée à cette subsidence est à dominante marine et présente de petites périodes de sédimentation continentale. A partir de 24-30 Ma, la subsidence décroît sur les bordures du graben et continue plus ou moins régulièrement jusqu'à l'actuel au centre du fossé (Fig 5 dans Zijerveld et al., 1992). L'étude d'un profil sismique perpendiculaire au graben de la Rhur montre qu'entre le Priabonien et

l'Oligocène supérieur, l'extension a induit l'accumulation de 300 à 400 m de sédiments (Zijerveld et al., 1992).

### *Le Bouclier Rhénan*

Le Bouclier Rhénan n'est pas une structure formée pendant l'extension éo-oligocène. Situé entre les grabens du Rhin et de la Rhur, il a principalement constitué une barrière aux communications entre ces deux fossés. Cependant, la présence de sédiments laguno-marins d'âge Rupélien et Chattien, actuellement à des altitudes importantes, montre qu'il se situait à proximité du niveau marin et qu'il existait ponctuellement des communications entre les grabens du Rhin et de la Rhur (Murawski et al., 1983; Ziegler, 1994). Cette sédimentation oligocène a été protégée de l'érosion par les formations volcaniques postérieures et la géométrie initiale du fossé ne peut être déterminée avec précision.

### **Volcanisme syn-rift**

Suite à la période d'extension éo-miocène marquée par une quasi absence de volcanisme, l'événement magmatique principal de la PR fut le développement d'une phase volcanique sur le Bouclier Rhénan entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (Neugebauer et al., 1983). Ce volcanisme est réparti en cinq provinces localisées sur le Bouclier Rhénan et au Sud-Est de ce massif: Hocheifel, Westerwald, Siebengebirge, Odenwald et Rhön (Fig 81) (Lippolt, 1983). Dans la province de l'Hocheifel, le volcanisme qui était déjà actif au Paléocène et à l'Eocène, est daté entre 27 et 25 Ma (Huckenholz, 1983). Dans le Westerwald et le Siebengebirge, le volcanisme est également daté autour de 25 Ma (Lippolt, 1983). Enfin, en bordure sud et est du Bouclier Rhénan, les provinces d'Odenwald et de Rhön se sont construites entre 25 et 18 Ma (Lippolt, 1983).

Dans toutes ces provinces volcaniques, la nature des laves varie depuis des termes basiques dominants jusqu'à des magmas fortement différenciés. Dans la majorité des régions, la concentration des roches différenciées au centre de chaque province suggère, comme pour le volcanisme de la Comté (Massif Central), la présence de chambres magmatiques basi- ou intra-crustales.



### 3.1.2 Le graben de l'Eger

En Bohême, la sédimentation liée à l'extension du ROE est localisée au niveau du graben de l'Eger et les dépôts volcaniques syn-rift sont interstratifiés avec les sédiments détritiques. Divisé en trois sous-bassins, ce fossé est comblé par des sédiments qui diffèrent en nature et en âge selon la localisation.

Dans le Bassin du Cheb, la présence de sédiments de l'Eocène supérieur en reliques dans les fissures ouvertes suggère le début de la sédimentation et de la subsidence (Chlupac et al., 1984). Des sédiments d'âge Eocène supérieur-Oligocène inférieur affleurent également dans le Bassin de Sokolov et dans le Bassin Nord Bohémien. Ce sont des dépôts continentaux gréseux fins à grossiers et des sables kaoliniques (Chlupac et al., 1984). A l'exception du Bassin Nord Bohémien où la sédimentation est continue jusqu'à la fin du Miocène inférieur, les dépôts des Bassins du Cheb et de Sokolov présentent un hiatus jusqu'au début de l'Oligocène supérieur (Fig 3.58 dans Chlupac et al., 1984).

Dans le Bassin Nord Bohémien, la sédimentation de l'Oligocène moyen est caractérisée par un dépôt basal houiller et par des dépôts volcano-sédimentaires qui témoignent du début de la phase volcanique syn-rift datée entre 31 et 35 Ma (Bellon et Kopecky, 1977; Chlupac et al., 1984).

A partir de l'Oligocène supérieur, le volcanisme se généralise au Bassin de Sokolov et la sédimentation houillère s'interstratifie avec les produits volcaniques. Cette période de volcanisme qui s'arrête au Burdigalien moyen (17 Ma) est uniquement localisée au sein du graben et entraîne la construction de grands stratovolcans tels que le Doupovske hory et le Ceske stredohori Mts (Chlupac et al., 1984; Malkovsky, 1987).

Durant l'Aquitanién supérieur et le Burdigalien inférieur, la sédimentation comble les trois sous-bassins du graben de l'Eger. La base des dépôts, formée par des argiles et des sables, est recouverte par des sédiments houillers communs à tout le graben (Chlupac et al., 1984; Malkovsky, 1987).

Enfin, les derniers dépôts du graben de l'Eger datent du Burdigalien moyen. Dans les Bassin du Cheb et de Sokolov, ces sédiments sont relativement épais (près de 200 m) et sont composés d'argiles et de pélites avec des passées calcaires. Au niveau du Bassin Nord Bohémien, la sédimentation du Burdigalien moyen correspond également à la formation la plus épaisse (500 m) et elle est constituée principalement d'argiles (Chlupac et al., 1984).

L'évolution éocène à miocène du graben de l'Eger est donc marquée par (i) le début de la sédimentation liée à l'extension à partir de l'Eocène supérieur, (ii) une phase volcanique syn-rift localisée au sein du graben et datée entre 33 et 17 Ma, et (iii) une subsidence majeure burdigalienne contemporaine de l'importante phase de subsidence miocène de la partie nord du graben du Rhin.

## 3.2 Géométrie des grabens et structure crustale

### 3.2.1 La Province Rhénane

Parmi les trois grabens de la PR, seule la Dépression de la Hesse n'a pas fait l'objet d'étude géophysique ayant permis de déterminer la géométrie du graben à l'échelle crustale.

#### *Graben du Rhin*

Le graben du Rhin est l'un des fossés d'effondrement les mieux étudiés au monde. De nombreuses campagnes géophysiques aux échelles crustale et lithosphérique ont permis d'en définir la géométrie en carte et en coupe (e.g. Mueller et al., 1969; Hirn, 1980; Panza et al., 1980; Werner et Kahle, 1980; Brun et al., 1992; Granet et al., 2000).

Le graben du Rhin est un fossé linéaire de 30 à 40 km de large et 300 km de long dont l'orientation moyenne est N20E. Plus précisément, ce fossé est constitué de trois segments limités par des failles bordières orientées N15E pour les terminaisons nord et sud, et N30-35E pour la partie centrale (Fig 83). Au Nord, la terminaison du graben est contrôlée par la faille hercynienne de Taunus-Hunsrück (Schwab, 1987). Au Sud, la terminaison du fossé correspond à la faille de transfert Rhin-Saône dont le jeu sénestre cénozoïque permet le lien avec l'extension dans la Bresse et la Limagne (Bergerat, 1977; Lacombe et al., 1993). Au sein du graben, la carte d'anomalie de Bouguer montre une structuration N60E qui coïncide avec la présence de seuils topographiques (Chorowicz et Deffontaines, 1993). La principale anomalie de Bouguer est superposée à la faille hercynienne de Lalaye-Lubine-Baden-Baden.

L'analyse microstructurale des plans de failles en bordure de la partie méridionale du graben du Rhin montre une importante population de failles normales orientées globalement N-S (Bergerat, 1985). Sur la rive gauche du Rhin, l'état de contrainte théorique à l'origine des failles normales correspondrait à une extension N80E. Sur la rive droite, le traitement des données microtectoniques met en évidence une extension N100-110E à l'origine des failles.

En généralisant ces observations à l'échelle du fossé, la création du graben du Rhin est le résultat d'une extension schématiquement E-W (Bergerat, 1985).

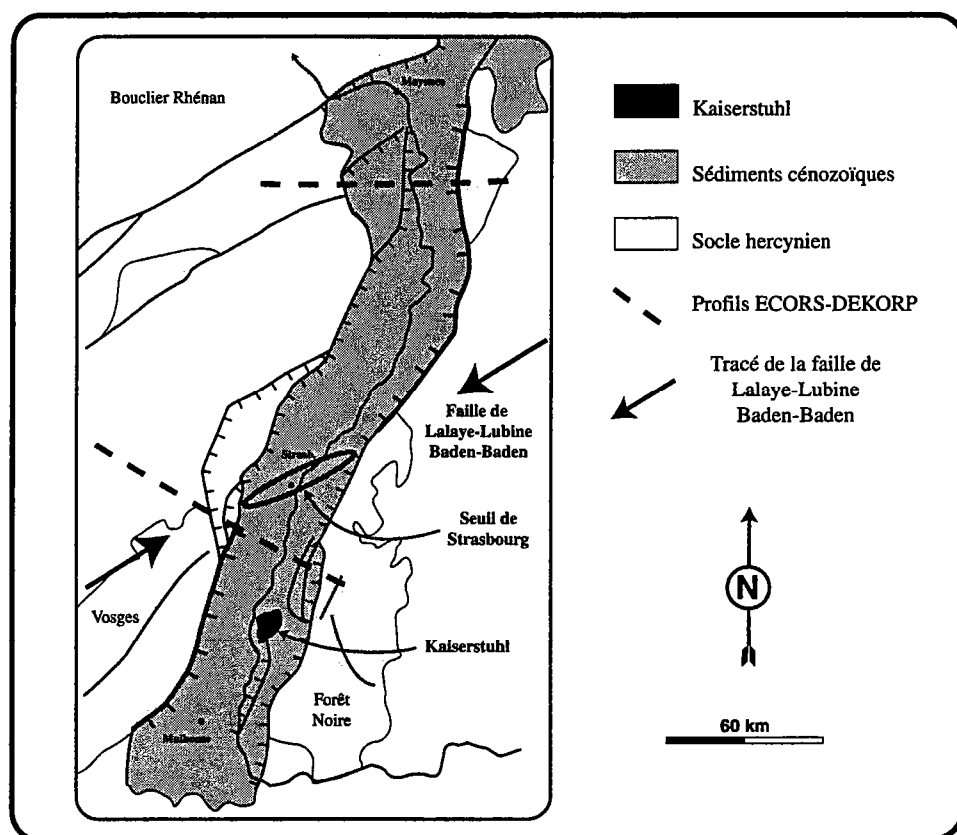
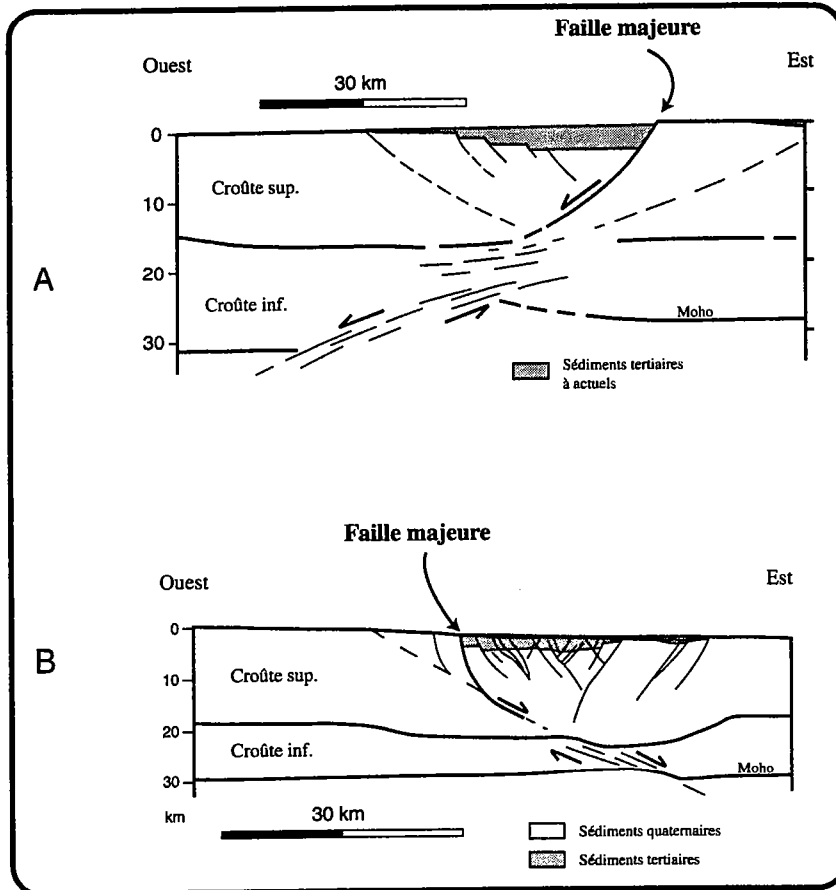


Figure 83: Carte géologique schématique du graben du Rhin.

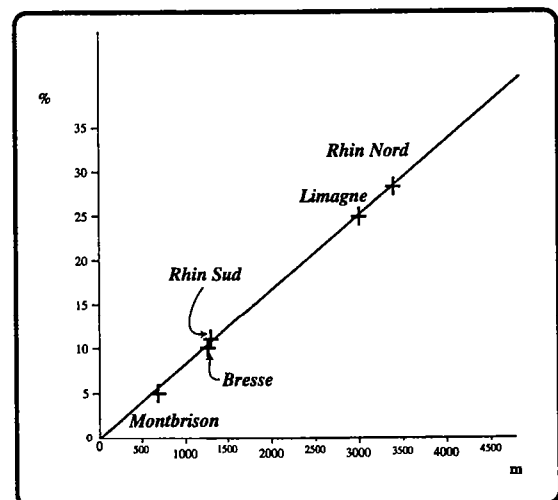
L'analyse du remplissage sédimentaire montre une asymétrie des dépôts avec un maximum de subsidence localisé à l'Est dans la partie nord, et à l'Ouest, pour la moitié sud (Doebel et Olbrecht, 1974; Brun et al., 1992). A l'échelle crustale, les profils de sismique réflexion ECORS-DEKORP montrent clairement que cette asymétrie de la sédimentation a été contrôlée par la présence d'une faille normale majeure située à l'Est, dans la moitié nord, et à l'Ouest, dans la partie sud (Fig 84) (Wenzel et al., 1991; Brun et al., 1991). La vergence de ces failles bordières et l'asymétrie du graben s'inverse au niveau de la faille hercynienne de Lalaye-Lubine-Baden-Baden (Brun et al., 1992). En profondeur, chaque faille bordière forme une zone de cisaillement normale dans la croûte inférieure et s'enracine au niveau du Moho en créant une inflexion et un amincissement crustal (Fig 84). Comme dans le Massif Central, la relation linéaire entre épaisseur des sédiments syn-rifts et amincissement crustal à l'aplomb des grabens suggère que l'amincissement total de la croûte des parties sud et nord du graben du Rhin est le résultat de l'extension éo-oligo-miocène (Fig 85). En carte, la compilation de profils sismiques montre que l'amincissement du Moho est linéaire, parallèle au graben et

maximum à l'aplomb de la partie sud du graben (Hirn, 1980; Bois, 1993). Cette valeur d'amincissement crustal maximum dans la partie méridionale semble cependant en désaccord avec les récents profils géophysiques qui suggèrent une remontée du Moho plus importante sous la moitié nord (Brun et al., 1992).



**Figure 84:** Coupe à l'échelle crustale établie à partir des profils de sismique réflexion ECORS-DEKORP. A) Dans la partie nord, la faille majeure est située à l'Est et elle entraîne un maximum de subsidence et de sédimentation dans la partie orientale. B) La vergence du graben est inversée dans la partie sud où la faille majeure est localisée à l'Ouest. D'après Brun et al., 1992.

**Figure 85:** Relation entre amincissement crustal et épaisseur de la sédimentation éocène supérieur à miocène inférieur au sein des grabens





### **Dépression de la Hesse**

Dans le prolongement du graben du Rhin, la Dépression de la Hesse est un fossé dont la géométrie est mal connue. Orienté N20E, le graben ne forme pas une structure bien définie. Il mesure près 100 km de long et 30 km de large. La sédimentation éo-oligocène semble avoir été contrôlée par des failles N20E et N160E et par un seuil hercynien N140E: le Kellerwald (Fig 81).

A l'échelle crustale, la géométrie du Moho paraît présenter une inflexion, synonyme d'amincissement crustal (Fig 3 dans Bois, 1993).

### **Graben de la Rhur**

Le graben de la Rhur est un fossé d'effondrement orienté N140E qui est limité au SE par le Bouclier Rhénan et qui se poursuit au Nord, par le bassin Ouest-Néerlandais, en Mer du Nord (Fig 81). La subsidence de ce graben résulte d'une extension multiphasée qui a débuté dès le début du Mésozoïque et dont une phase perdure à l'heure actuelle (Zijerveld et al., 1992; Kooi et al., 1991). A l'aplomb du graben, l'amincissement crustal est conséquent (près de 17%) et résulte des différentes phases d'extension (Zijerveld et al., 1992).

### **3.2.2 Le graben de l'Eger**

Le graben de l'Eger est orienté N60E, parallèlement aux accidents hercyniens et aux bassins sédimentaires paléozoïques (Buday et Suk, 1984; Malkovsky, 1987). Il est divisé en trois bassins alignés sur 250 km de long et près de 45 km de large. A l'Ouest, le bassin du Cheb est orienté N160E et présente un remplissage sédimentaire asymétrique lié à une faille majeure à l'Est. A l'Est, les bassins de Sokolov et Nord Bohémien constituent la quasi-totalité du graben. Ils sont limités au Nord par une faille majeure (Faille du Krusne hory) qui induit un remplissage sédimentaire asymétrique (Fig 9 dans Malkovksy, 1987). L'orientation des failles qui ont contrôlé la subsidence, identique à celle des faisceaux hercyniens, laisse supposer un rôle important de l'héritage varisque.

L'analyse microtectonique des failles le long de la bordure occidentale du Massif Bohémien (à l'Ouest du Bassin du Cheb) met en évidence plusieurs populations de failles dont l'une est cohérente avec une extension globalement E-O (Bergerat, 1985). Ce faisceau de faille est interprété comme le résultat de l'extension à l'origine des grabens du ROE (Bergerat, 1985). Dans un tel contexte géodynamique, l'extension aurait vraisemblablement induit la création de grabens N-S. Ce n'est à l'évidence pas l'orientation du graben de l'Eger et la

direction N60E des failles normales bordières du graben semble indiquer une extension NNO-SSE.

La géométrie du Moho n'est pas connue à l'aplomb du graben, cependant nous tenterons d'interpréter dans le Chapitre 4 la structure crustale du graben à partir des données géologiques.

### **3.3 Modalités de l'extension du ROE**

L'analyse du remplissage sédimentaire des différents fossés montre tout d'abord une phase initiale de sédimentation datée du Lutétien et concentrée au niveau du Massif Central et du graben du Rhin. A partir de l'Eocène supérieur, l'extension est probablement synchrone dans tous les grabens et s'est globalement terminée à la fin du Miocène inférieur. Durant cette période, tous les segments du ROE (Massif Central compris) ont été soumis à une extension dirigée, et, à l'exception du graben de l'Eger, la sédimentation s'est déroulée au niveau de la mer. Le remplissage des grabens permet également de définir deux phases de subsidence maximum. La première date de l'Eo-Oligocène, est commune à tous les grabens et a engendré la structuration des fossés. La seconde date du Burdigalien (partie supérieur du Miocène inférieur) et est uniquement localisée dans le graben de l'Eger et dans la partie nord du graben du Rhin.

Comme dans le Massif Central, l'extension s'est accompagnée d'un volcanisme syn-rift à partir de l'Oligocène supérieur et jusqu'au Miocène inférieur. Outre le Massif Central, les deux provinces magmatiques sont le graben de l'Eger et le Bouclier Rhénan. Dans le graben de l'Eger, le développement du volcanisme au sein du fossé suggère un amincissement lithosphérique lié à l'extension, à l'aplomb du graben. Sur le Massif Rhénan, l'extension liée au ROE a vraisemblablement été limitée à la partie occidentale et a induit une sédimentation au niveau de la mer. Dans la partie orientale du Massif Rhénan, le développement du volcanisme à partir de l'Oligocène supérieur, globalement contemporain du début de la surrection, semble indiquer un amincissement lithosphérique conséquent. La position de cette partie du massif à la jonction de trois provinces extensives (i.e. grabens du Rhin et de la Rhur et Dépression de la Hesse) peut être à même d'expliquer l'apparition de ce volcanisme syn-rift (Fig 81). De fait, la quantité d'amincissement lithosphérique lié à l'extension peut

éventuellement être importante à la jonction des trois grabens. Ceci signifierait qu'il existe un découplage entre amincissement crustal et amincissement de la lithosphère mantellique.

Le développement de grabens au niveau de la mer suivi de l'apparition d'une phase volcanique correspond à une chronologie qui plaide en faveur d'une évolution de type rifting passif.

Enfin, l'orientation des principaux grabens du ROE, globalement concentrique autour de l'arc alpin suggère une extension schématiquement perpendiculaire au front des Alpes (Fig 86). Le Chapitre 4 aura pour but de déterminer les liens entre le ROE et les Alpes.

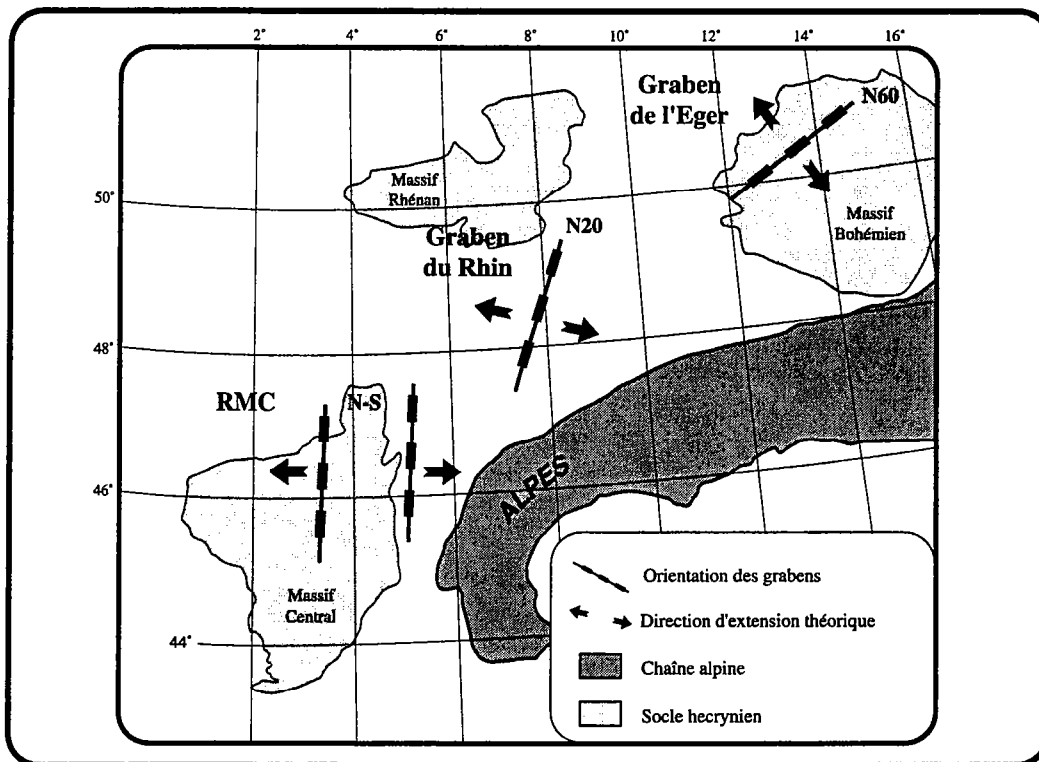


Figure 86: Carte de la répartition et de l'orientation des principaux grabens du ROE et de l'extension théorique les ayant créés.

## 4 Evolution post-miocène inférieur

### 4.1 Sédimentation miocène supérieur à actuelle

La sédimentation liée au rifting passif, contemporaine de la formation des différentes provinces du ROE (i.e. Massif Central, PR et Graben de l'Eger), s'est terminée à la transition Miocène inférieur/Miocène moyen.

Au niveau de la terminaison nord du graben du Rhin, près de 30 m de sédiments fluvio-lacustres se sont déposés durant le Miocène supérieur. De faible épaisseur, ce dépôt résulterait de la création de lacs induits par la surrection du Bouclier Rhénan.

Dans la partie nord du graben du Rhin et dans le graben de la Rhur, une nouvelle phase de sédimentation post-miocène se développe à partir du Pliocène supérieur (Kooi et al., 1991; Zijerveld et al., 1992; Sissingh, 1998).

Dans le graben du Rhin, les dépôts sont de natures fluviale et lacustre, et atteignent une épaisseur maximum de 760 m dans le Bassin d'Heidelberg (au Nord du graben) (Sittler et Schuler, 1988). Dans le graben de la Rhur, l'épaisseur des dépôts n'est pas établie avec précision, mais l'analyse de certains forages au sein du graben montre une accélération de la subsidence depuis le Pliocène supérieur (Zijerveld et al., 1992).

La réactivation de la subsidence dans les grabens de la Rhur et de la partie nord du graben du Rhin est à mettre en relation avec la subsidence très rapide qui affecte la partie sud de la Mer du Nord (Kooi et al., 1991). De fait, Kooi et al. (1991) suggèrent que cette phase tectonique est la conséquence du changement du champ de contraintes au sein de la partie NO de l'Europe et que la subsidence est liée à la formation de bassins en pull-apart. L'évolution de la sédimentation des grabens les plus septentrionaux du ROE n'est donc plus en rapport avec l'évolution globale du rift.



## 4.2 Volcanisme "post-rift"

Sous la désignation volcanisme "post-rift" se regroupent les différentes provinces dans lesquelles une activité magmatique se développe après arrêt, pendant quelques millions d'années, de la sédimentation et du volcanisme syn-rift. Les provinces affectées par ce volcanisme sont en partie les mêmes que celles du volcanisme syn-rift. Cependant, dans les régions de l'Urach et de l'Hegau qui n'ont pas subi l'extension éo-oligo-miocène, une importante quantité d'éruptions se sont déroulées.

### 4.2.1 Volcanisme de la PR

#### *Graben du Rhin*

Le volcanisme du graben du Rhin est uniquement représenté par la province du Kaiserstuhl. Ce centre éruptif de 10x16 km s'est mis en place entre 18 et 15 Ma dans la moitié méridionale du graben sur les sédiments oligocènes (Schleider et al., 1990). Les magmas émis dans cette province sont uniques dans le rift et varient depuis les téphrites, essexites, phonolites jusqu'aux carbonatites (Wimmenauer, 1974).

#### *Le Bouclier Rhénan*

Sur le Bouclier Rhénan, la phase de volcanisme "post-rift" a engendré la construction de nombreuses provinces. Sur le socle paléozoïque, les régions volcanisées sont l'Eifel, le Westerwald et le Siebengebirge. A l'Est du massif, le volcanisme est réparti dans la Dépression de la Hesse et au niveau du Vogelsberg.

Dans le Westerwald, les éruptions de la phase "post-rift" ont débuté vers 10 Ma et se sont poursuivies jusqu'à la fin du Miocène (Lippolt, 1983). Une seconde phase s'est initiée vers 1 Ma et s'est arrêtée depuis 200 000 ans. Au NO, dans le Siebengebirge, parmi les 150 pointements volcaniques de la région, seule une petite partie résulte du volcanisme "post-rift". Le manque de datations ne permet pas de contraindre précisément l'âge des éruptions, mais il semble se dessiner une phase autour de 15 Ma (Lippolt, 1983). La dernière province magmatique située sur le Bouclier Rhénan correspond au volcanisme quaternaire de l'Eifel. Initialement datée entre 2,7 Ma et 10 000 ans (Schminke et Mertes, 1979), l'activité de l'Eifel a été rajeunie entre 0,7-1 Ma et 10 000 ans (Schminke et al., 1983; Lippolt, 1983). Durant cette période plus de 300 volcans monogéniques se sont édifiés sur une surface de 50x30 km. Pétrographiquement, les laves sont regroupées en deux suites distinctes dont les termes peuvent évoluer vers des magmas différenciés: une suite fortement sous-saturée à leucite,

mélilite et néphéline située à l'Ouest de la province, et une suite basanitique à l'Est (Schminke et al., 1983).

A l'Est du Bouclier Rhénan, les provinces magmatiques du Vogelsberg et de la Dépression de la Hesse constituent en volume les plus grandes manifestations du volcanisme "post-rift". Le Vogelsberg est un ensemble magmatique constitué par la superposition de formations volcaniques recouvrant une surface de plus de 1000 km<sup>2</sup> (Wimmenauer, 1974). Le volcanisme de la Dépression de la Hesse est, quant à lui, composé de plus de 250 necks et 2000 affleurements volcaniques répartis sur une surface de 5000 km<sup>2</sup> (Wedepohl, 1983). Le magmatisme de ces deux provinces volcaniques a débuté vers 18 Ma et s'est poursuivi jusqu'à 10 Ma pour le Vogelsberg et la partie méridionale du magmatisme de la Dépression de la Hesse. Dans la partie nord de cette région, l'activité a perduré jusqu'à 6-7 Ma.

### ***Volcanisme de l'Hegau et de l'Urach***

Les provinces magmatique de l'Hegau et de l'Urach se situent entre le graben du Rhin et la Bohême au niveau du Jura Souabe (Fig 4). Situés dans des régions indemnes de l'épisode d'extension, ces deux ensembles magmatiques résultent d'une activité miocène. La province de l'Hegau s'est construite entre 7-15 Ma par la mise en place d'un grand nombre de volcans monogéniques. Les magmas émis durant cette période sont fortement sous-saturés et varient entre les mélilitites à olivine et néphéline (principalement entre 8,5 et 12 Ma) et les phonolites. Dans la province de l'Urach, plus de 350 volcans monogéniques se sont édifiés entre 11 et 17 Ma avec un maximum d'activité autour de 16-17 Ma. Les volcans sont des diatrèmes (volcanisme phréato-magmatique) dont la composition des laves est relativement constante: mélilitite à olivine et néphéline à olivine et mélilite (Wilson et al., 1995).

### ***4.2.2 Volcanisme de Bohême***

En Bohême, le magmatisme "post-rift" a débordé des limites du graben de l'Eger et a formé l'arc volcanique Bohémo-Silésien (Planche IV dans Dudek et Elias, 1984). De volume moins important que la phase volcanique syn-rift, l'activité "post-rift" est répartie en deux périodes distinctes. Le premier épisode est daté entre 6,3 et 9 Ma et le second est Quaternaire (0,9-2,7 Ma) (Bellon et Kopecky, 1977). Les magmas émis durant les deux phases sont de natures différentes. Au Miocène supérieur, ce sont des basaltes alcalins à olivine, des basanites et des néphélinites à olivine. Au Quaternaire, les laves sont plus fortement sous-

saturées et varient entre les néphélinites à olivine et les mélilitites à olivine (Dudek et Elias, 1984).

### 4.3 Structuration des provinces du ROE

A l'échelle du ROE, la structuration actuelle des massifs de socle a été contrôlée par la surrection postérieure au rift passif. Dans le Massif Central, cette surrection est fortement liée au développement du volcanisme miocène supérieur à actuel et est interprétée comme la conséquence de l'érosion thermo-mécanique de la base de la lithosphère. Si l'érosion de la lithosphère est la cause de la surrection, le développement du volcanisme "post-rift" doit être contemporain de la surrection.

#### **La Province Rhénane**

La surrection de la PR s'est manifestée principalement au niveau du Bouclier Rhénan et de l'ensemble Vosges-Forêt-Noire.

Dans la partie occidentale du Massif Rhénan, la présence de sédiments rupéliens et chattiens lagunaires à marins en reliques prouve que le socle hercynien se situait sous le niveau de la mer à cette époque (Meyer et al., 1983). Au Miocène inférieur, il semble qu'une connexion entre les grabens du Rhin et de la Rhur se soit ouverte, attestant ainsi d'une faible altitude du Bouclier Rhénan (Fig 11 dans Murawski et al., 1983). A partir de la fin du Miocène inférieur, la fixation du réseau hydrographique et l'encaissement des vallées marquent le début de la surrection généralisée du Bouclier Rhénan (Meyer et al., 1983). Cette surrection a induit un mouvement global ascendant de tout le massif et des zones de subsidence relative limitées par des failles E-O et N-S (i.e. bassin d'Hachenburg) (Meyer et al., 1983). L'étude des terrasses alluviales quaternaires et les données de nivellement prouvent que la surrection est encore active (0,4-1 mm/an) et qu'elle a engendré un bombement total du Bouclier Rhénan de plusieurs centaines de mètres (Meyer et al., 1983; Müller, 1983; Ziegler, 1994).

Dans les Vosges et la Forêt-Noire, l'altitude actuelle du socle hercynien est le résultat d'une surrection qui a débuté à partir du Miocène inférieur et qui s'est accélérée au Miocène supérieur. De fait, les dépôts d'érosion de la couverture mésozoïque des Vosges et de la Forêt-Noire, accumulés au niveau du Jura suggèrent une surrection intensive des môles hercyniens

(Laubscher, 1992). Ce bombement s'est poursuivi durant le Pliocène et le Quaternaire et les mesures actuelles de nivellement montrent une surrection du centre du graben de l'ordre de 1 mm/an selon une orientation parallèle aux accidents hercyniens (Liaghat et al., 1998). Au total, les Vosges et la Forêt-Noire se seraient soulevées de 1500 m (Villemin et al., 1986; Brun et al., 1992).

### ***Le Massif Bohémien***

Au Miocène supérieur, la sédimentation de dépôts marins depuis le bassin des Carpathes vers la partie sud du Massif Bohémien, suggère que la région était proche du niveau de la mer (Ziegler, 1994). A partir du Miocène supérieur et contemporaine du volcanisme "post-rift", le Massif Bohémien a subi une surrection, encore active au niveau du Doupovske Hory (+ 2mm/an) (Tyracek et Zeman, 1984; Ziegler, 1994). Actuellement, cette surrection n'affecte pas la partie sud du Massif Bohémien et la subsidence de cette région est liée au bassin flexural au front de la chaîne alpine (Tyracek et Zeman, 1984).

## **4.4 Interprétation de l'évolution miocène à actuelle du ROE**

### ***4.4.1 Structure profonde du ROE et origine du volcanisme***

L'évolution "post-rift" du ROE a été marquée depuis la fin du Miocène inférieur par le développement simultané d'une phase de volcanisme et de surrection.

Dans le Massif Rhénan, la superposition de ces deux phénomènes est interprétée, comme dans le Massif Central, en terme d'arrivée de matériel mantellique chaud à la base de la lithosphère (Neugebauer et al., 1983; Ziegler, 1992b). Les données géophysiques montrent qu'il existe effectivement une anomalie thermique à l'aplomb du Bouclier et plus précisément sous la province de l'Eifel (Raikes et Bonjer, 1983; Granet et al., 2000). La remontée de ce matériel chaud à l'aplomb d'une zone non amincie crustalement durant l'extension éocène-miocène inférieur n'est vraisemblablement pas liée au rifting passif, mais semble être le résultat de l'évolution "post-rift". Enfin, la présence d'une telle arrivée mantellique à l'aplomb du Bouclier Rhénan, est à même d'expliquer l'apparition du volcanisme contemporain de la surrection.



Dans la partie sud du graben du Rhin, le début de la surrection et le volcanisme du Kaiserstuhl sont également contemporains. Si l'activité magmatique a cessé depuis le Miocène supérieur, la surrection encore active au Quaternaire a porté le socle à des altitudes proches de 1500 m. Contrairement au Bouclier Rhénan et au Massif Central, les données de tomographie sismique ne mettent pas en évidence d'anomalie thermique à l'aplomb de la province volcanique du Kaiserstuhl (Spakman et al. 1993; Granet et al., 2000). L'origine de la surrection et du volcanisme n'est donc pas clairement déterminée.

Dans le Jura Souabe, le développement du volcanisme dans les provinces de l'Hegau et de l'Urach à partir de la fin du Miocène inférieur et l'inversion actuelle des reliefs volcaniques, suggéreraient une contemporanéité entre magmatisme et surrection (i.e. érosion). L'origine profonde de ces événements peut être l'anomalie de vitesses mise en évidence sous la province de l'Urach (Granet et al., 2000). Cette anomalie serait le résultat d'un enrichissement local du manteau en phlogopite et d'une augmentation de la température moyenne (Glahn et al., 1992).

Enfin, en Bohême, l'apparition du volcanisme au Miocène supérieur est contemporaine du début de la surrection de l'ensemble du massif. En profondeur, les données géophysiques montrent un amincissement de la lithosphère de 30% (de 130 à 90 km d'épaisseur) orienté N60E (Fig 4 dans Babuska et al., 1987). L'origine de cet amincissement lithosphérique à l'aplomb du graben de l'Eger peut être double. De fait, l'apparition d'une importante phase de volcanisme syn-rift au sein du graben suggère un amincissement de la lithosphère lié à l'extension du ROE. D'autre part, le développement du volcanisme "post-rift" à partir du Miocène supérieur, contemporain de la surrection, peut être lié à un amincissement de la lithosphère mantellique. La géométrie actuelle de la lithosphère peut ainsi s'expliquer par (i) la succession de ces deux périodes d'amincissement ou (ii) par un seul événement. Nous privilégierons la première hypothèse car elle coïncide avec la chronologie établie à partir des données géologiques de surface.

#### **4.4.2 Evolution globale du ROE à partir du Miocène**

L'étude des différents segments du Rift Ouest-Européen montre que toutes les provinces du rift (Massif Central, Province Rhénane et Bohême) ont eu une évolution commune postérieure au rift passif. En effet, la phase de volcanisme "post-rift" a partout

débuté après un arrêt de la sédimentation et du volcanisme associés à l'extension. Qu'elle se soit manifestée à partir de 18 Ma dans la PR ou à partir du Miocène supérieur dans le Massif Central et l'Eger, la phase de volcanisme a toujours été contemporaine d'une surrection. Dans toutes les provinces (Kaiserstuhl exclu), la période de volcanisme peut être interprétée comme le résultat d'arrivées de matériel mantellique chaud à la base de la lithosphère.

**La chronologie "post-rift" avec développement contemporain du volcanisme et de la surrection est, comme dans le Massif Central, compatible avec le stade initial d'une évolution de type rift actif.**

A l'échelle du ROE, certaines différences apparaissent entre les provinces. D'après Ziegler (1994), le diachronisme du début de l'activité volcanique, la durée variable du magmatisme selon les provinces, l'importance et l'âge de la surrection différents selon les régions, sont autant d'arguments pour invoquer plusieurs causes à l'origine des événements "post-rift".

Cependant, s'il est vrai que l'apparition du volcanisme n'est pas réellement synchrone, il apparaît évident qu'il existe des ressemblances remarquables dans l'évolution cénozoïque des deux segments les plus éloignés du ROE: le graben de l'Eger et le Massif Central (Fig 87). Malgré l'éloignement des deux provinces, cette évolution similaire depuis le début du Cénozoïque suggère une cause commune à l'origine du rifting passif suivi du rifting actif dans le ROE. Comme pour le volcanisme pré-rift et l'orientation des grabens, la répartition des provinces de la phase magmatique du rifting actif, concentriquement par rapport aux Alpes suggèrent, de nouveau, un lien étroit entre la chaîne alpine et le ROE (Fig 82, 87 et 88).

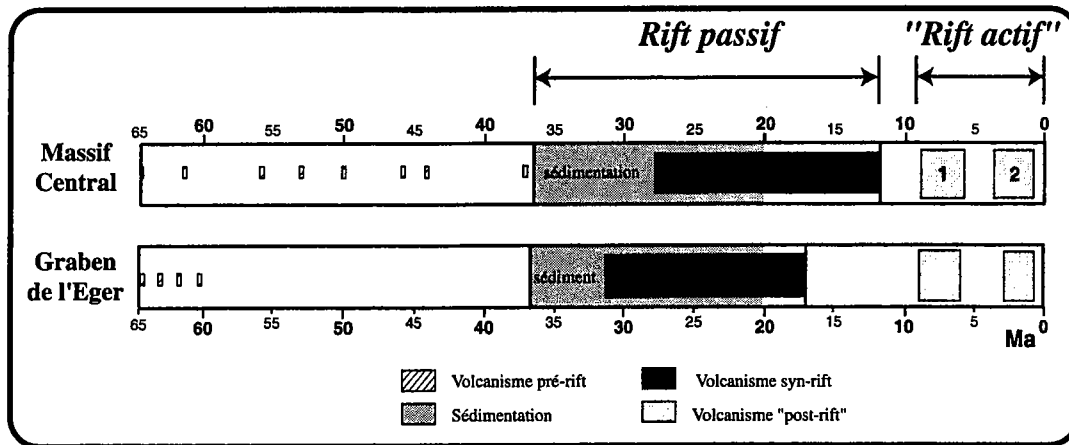


Figure 87: Comparaison de l'évolution cénozoïque du Massif Central et du graben de l'Eger. Dans l'évolution du Massif Central, les caractères majeurs propres aux parties nord et sud sont réunis sur une seule ligne. En outre, seuls les pics d'activité de la PVM sont représentés. La ressemblance entre l'évolution des deux provinces suggère une cause commune aux différents événements (i.e. rifting passif puis "rifting actif").

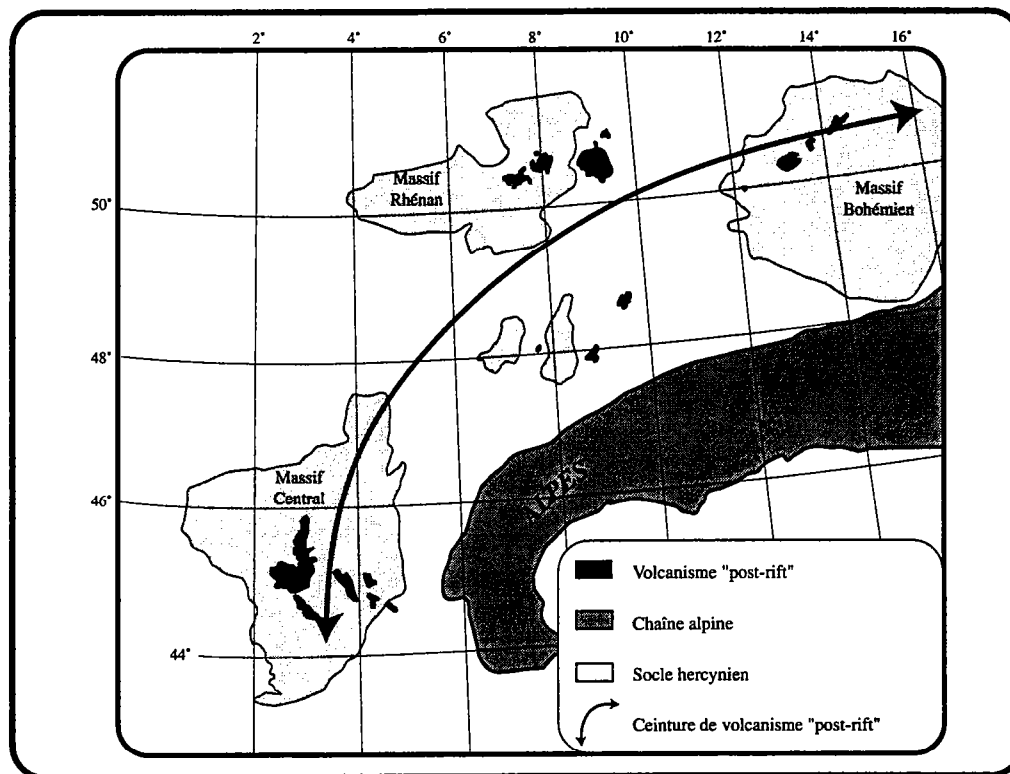


Figure 88: Répartition des provinces magmatiques liées au "rifting actif" du ROE.

## 5 Conclusions

Notre étude basée au départ sur la répartition spatio-temporelle du volcanisme du Massif Central a permis de définir trois périodes géodynamiques majeures à l'échelle du ROE.

1- A partir de la fin du Crétacé, la phase volcanique pré-rift apparaît dans des zones en surrection. Cette activité est centrée sur la Province Rhénane et est répartie concentriquement autour de l'arc alpin (Fig 82).

2- Du Priabonien au Miocène inférieur, les provinces affectées par le volcanisme pré-rift subissent une extension perpendiculaire aux Alpes à l'origine de la création de grabens majeurs (Fig 86). Associée à ce rifting, la phase de volcanisme syn-rift se développe entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. Notons que la taille des grabens diminue d'Ouest en Est et qu'elle est maximum au niveau du Massif Central. La formation des grabens suivie d'une phase de volcanisme localisée en leur sein suggère une évolution de type **rift passif**.

3- A partir du Miocène supérieur, une surrection importante est contemporaine de la phase volcanique "post-rift". L'âge de ces événements n'est pas totalement synchrone. Néanmoins, à l'échelle du ROE, il existe de réelles similitudes entre les différentes provinces. La phase de volcanisme "post-rift" est maximum au niveau du Massif Central et son importance décroît vers l'Est. Le développement contemporain du volcanisme et de la surrection suggère une évolution compatible avec le stade initial d'un **rift actif** qui s'est manifestée concentriquement au Massif Central (Fig 88).







## **CHAPITRE 3**

# ***Approche expérimentale de l'extension continentale***

## ***Applications au ROE***

## Résumé:

La formation et la géométrie des rifts continentaux sont étudiées à partir de modèles analogiques bi-couches, sable-silicone. L'utilisation de discontinuités de vitesse (DV) à la base du dispositif expérimental modélise la rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique. Deux séries d'expériences sont menées, avec une DV et deux DV simultanées. Les expériences avec une seule DV permettent de déterminer le rôle du rapport de résistance  $S_{F/D}$  entre les parties fragile et ductile. Pour des rapports d'épaisseur entre les parties fragile et ductile, oscillant entre 0,5 et 2, il apparaît que le paramètre qui contrôle principalement le  $S_{F/D}$  est la vitesse d'extension. Pour une vitesse d'extension importante ( $S_{F/D} < 65-70$ ), l'extension engendre la formation de deux grabens dans la partie fragile. En coupe, le graben situé sur la partie mobile est asymétrique alors que celui localisé sur la zone fixe est symétrique. Ces deux grabens sont induits par deux cisaillements conjugués dans la partie ductile, qui relie la DV et la base de chaque graben. Avec une faible vitesse d'extension ( $S_{F/D} > 65-70$ ), l'extension entraîne la formation d'un seul graben qui correspond au graben asymétrique des expériences avec un  $S_{F/D}$  faible. Dans cette série d'expérience, la déformation de la silicone, globalement identique à celle des expériences à  $S_{F/D}$  faible, suggère la présence de deux cisaillements conjugués. Alors que le cisaillement associé au demi-graben domine toujours le système, l'absence de graben symétrique semble indiquer que le cisaillement associé à ce graben peut être trop faible pour dépasser le seuil de résistance à la rupture de la partie fragile. Dans les expériences à 2 DV simultanées, pour une forte vitesse d'extension ( $S_{F/D} < 65-70$ ), la géométrie du système varie en fonction de la distance initiale entre les DV. Lorsque les DV sont espacées de plus de 6 cm, l'extension induit la formation de deux paires de grabens, symétrique-asymétrique. Pour une distance initiale de  $5 \pm 1$  cm, il se crée trois grabens, un symétrique encadré par deux demi-grabens. Enfin, pour une distance inférieure à 4 cm, le système est caractérisé par deux grabens asymétriques et par l'absence des grabens symétriques. Pour une faible vitesse d'extension ( $S_{F/D} > 65-70$ ), quelle que soit la distance initiale entre les DV, l'extension génère toujours la formation de deux grabens asymétriques. Appliqués à la nature, ces résultats expérimentaux permettent d'interpréter la géométrie des deux principaux segments du ROE, le graben du Rhin et le RMC. Le graben du Rhin est interprété comme le résultat d'une seule rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique avec une faible vitesse d'extension. La géométrie du RMC s'expliquerait par deux ruptures simultanées de la partie fragile de la lithosphère mantellique espacées de  $50 \pm 10$  km, et une vitesse d'extension importante.



# CHAPITRE 3

## Sommaire

<b>1. Introduction</b>	<b>169</b>
<b>2. Dimensionnement et dispositif expérimental</b>	<b>171</b>
2.1 Dimensionnement	171
2.2 Dispositif expérimental	173
<b>3. Modèles à DV unique</b>	<b>175</b>
3.1 Influence du rapport de résistance	175
3.1.1 <i>Rapport de résistance inférieur à 65-70</i>	175
3.1.2 <i>Rapport de résistance supérieur à 65-70</i>	177
3.2 Déformation interne de la silicone	179
<b>4. Modèles à 2 DV simultanées</b>	<b>181</b>
4.1 Rapport de résistance inférieur à 65-70	181
4.2 Rapport de résistance supérieur à 65-70	184
<b>5. Interprétations</b>	<b>185</b>
5.1 Paramètres influents sur le rapport de résistance	185
5.1.1 <i>Rôle du rapport d'épaisseur</i>	185
5.1.2 <i>Rôle de la vitesse d'extension</i>	186
5.2 Géométrie des structures	186
<b>6. Applications au Rift Ouest-Européen</b>	<b>189</b>
6.1 Le graben du Rhin	189
6.2 Le Rift du Massif Central	190

## **Crustal structures of the Rhinegraben and the Massif Central grabens: An experimental approach**

Laurent Michon and Olivier Merle

Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand, France

**Abstract** Two of the most important segments of the west European Rift, the Rhinegraben and the Massif Central grabens, show in plan and in cross section a very different crustal structure. The Rhinegraben and the Massif Central grabens are roughly parallel and formed in the same time interval (i.e., Priabonian/Oligocene). The Rhinegraben in the north is a single half graben of ~35 km wide that resulted from the activity of a major detachment fault running from the surface to a MOHO discontinuity at depth. The Massif Central in the south is composed of two lateral half grabens, similar to the Rhinegraben, and a near-symmetric central graben. The opposing detachment faults of the two lateral half grabens reveal a striking mirror symmetry on either side of the symmetric central graben. Experiments have been conducted to explain mechanically this contrasted structural evolution in the same rift system. It is shown that this difference may be attributed to (1) the number of ruptures in the brittle part of the mantle lithosphere and (2) variations in the extension rate. A single rupture in the brittle mantle lithosphere results in either a single half graben or a pair of half and symmetric grabens in low and high extension rate experiments, respectively. Two ruptures in the brittle mantle lithosphere result in two half grabens in low rate experiments. The number of grabens is dependent upon the distance between the two ruptures in the brittle mantle lithosphere in high extension rate experiments and may vary from 2 to 4. Estimation of the extension rate in the Rhinegraben and the Massif Central matches experimental results and shows that the strength ratio between lower and brittle crust is the key parameter in determining the graben geometry.

Article paru à *Tectonics*, Vol. 19, N°5, 896-904, October 2000

# 1 Introduction

La compréhension de la géométrie des bassins liés aux processus de rifting a fait de grands progrès depuis la dernière décennie (e.g. Allemand et Brun, 1991; Beslier, 1991; Buck, 1991; Benes et Davy, 1996; Scholz et Contreras, 1998; Brun, 1999). Malgré ces progrès, les modalités d'extension associées à l'initiation des grabens sont encore largement controversées. Les données de géophysique montrent clairement des structures extensives asymétriques à l'échelle du graben telles que le graben du Rhin (Brun et al., 1992), le rift Malawi (Rosendhal et al., 1992) et la province des Basin and Range (Allmendinger et al., 1993). Il est ainsi largement considéré que le rifting passif peut être induit par une zone de cisaillement asymétrique à l'échelle lithosphérique (Wernicke, 1985; Voggenreiter et al., 1988). Néanmoins, différents auteurs proposent que le stade initial dans l'évolution d'une marge passive peut être expliqué par une évolution de type cisaillement pur à l'échelle lithosphérique (McKenzie, 1978; Keen et Dehler, 1993; Brun, 1999).

Suite à l'étude de la géométrie des fossés du ROE, le but de ce chapitre est de déterminer la structure des grabens liés à une évolution de type rifting passif. De fait, il apparaît de fortes disparités dans la géométrie des segments du rift et l'utilisation de modèles analogiques dimensionnés a pour but de comprendre la genèse des grabens à l'échelle crustal. En accord avec de nombreux auteurs (e.g. Ranalli et Murphy, 1987; Allemand et Brun, 1991; Buck, 1991; Davy et Cobbold, 1991; Burg et al., 1994), nous considérons que la lithosphère continentale est caractérisée par un profil de résistance à quatre couches: deux niveaux fragiles de forte résistance (la croûte supérieure et la partie supérieure du manteau lithosphérique) et deux niveaux ductiles (la croûte inférieure et la partie inférieure de la lithosphère mantellique). Pour une telle stratification lithosphérique, il a été montré que la déformation crustale est contrôlée par la rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique (Beslier, 1991; Brun et Beslier, 1996).

Dans ce chapitre, nous examinons à l'échelle crustale la géométrie des grabens résultant de la rupture de la lithosphère mantellique fragile. On sait d'après la géomécanique que la résistance d'un matériau visqueux est dépendante de la vitesse de déformation. Le taux d'extension est alors considéré comme un paramètre de première importance contrôlant la géométrie des grabens. Nous étudierons ainsi l'influence du rapport de résistance entre les

croûtes fragile et ductile, et le rôle du nombre de ruptures mantelliques à l'origine des différentes géométries extensives.



## 2 Dimensionnement et dispositif expérimental

### 2.1 Dimensionnement

La modélisation analogique de la déformation crustale est similaire à la nature si les modèles expérimentaux et les systèmes naturels sont caractérisés par une distribution identique des contraintes, des densités et des rhéologies (Hubbert, 1937). La lithosphère continentale avec un gradient géothermique normal est considérée comme un modèle à quatre couches dans lequel la déformation est initiée par la rupture du manteau fragile (Beslier, 1991). Lorsqu'une rupture de la lithosphère mantellique se produit, les structures crustales induites sont fortement dépendantes du couplage mécanique entre les parties fragile et ductile de la croûte. Le couplage fragile/ductile peut être estimé à partir du rapport de résistance entre les croûtes supérieure et inférieure (Allemand, 1989; Beslier, 1991; Benes et Davy, 1996; Brun, 1999). Nous utilisons ce rapport de résistance pour répondre aux lois du dimensionnement et aux similarités entre la nature et les expériences. C'est un nombre sans dimension qui doit être du même ordre de grandeur dans les modèles et la nature.

$$\left( \frac{S_F}{S_D} \right)_{\text{Modèle}} = \left( \frac{S_F}{S_D} \right)_{\text{Nature}} \quad (1)$$

La résistance  $S_F$  d'un matériau fragile correspond à la contrainte différentielle  $\sigma_1 - \sigma_3$  (où  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  sont respectivement les contraintes principales maximum et minimum). Elle augmente linéairement avec la profondeur  $h$  et fluctue en fonction de la densité  $\rho$ , l'angle de friction interne  $\phi$ , l'accélération gravitaire  $g$  et la cohésion  $\tau_0$  (équation 2, 3 et 4). La relation entre  $\sigma_1 - \sigma_3$  à la rupture est donnée par l'équation:

$$\sigma_1 = a + b\sigma_3 = \rho \cdot g \cdot h_F \quad (2)$$

où,

$$a = 2 \cdot \tau_0 \cdot \sqrt{b} \quad (3)$$

$$b = \frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} \quad (4)$$

Dans la croûte supérieure, la densité moyenne  $\rho_n$  est d'environ  $2700 \text{ kg.m}^{-3}$  (une croûte continentale avec une composition moyenne granitique). La cohésion est de l'ordre de  $10^7 \text{ Pa}$  et l'angle de friction est proche de  $30^\circ$ . Ces valeurs de la nature permettent de déterminer la résistance  $S_F$  de la partie supérieure fragile de la croûte. Dans les expériences, nous utilisons un matériau sans cohésion. La résistance de la partie fragile se simplifie alors:

$$S_F = \sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2}{3} \cdot \rho \cdot g \cdot h_F \quad (5)$$

Dans la croûte inférieure ductile, la résistance  $S_D$  est dépendante de la viscosité  $\mu$  et du taux de déformation  $\epsilon$  qui est calculé à partir de la vitesse d'extension  $V$  et de l'épaisseur de la croûte ductile  $h_D$ .

$$S_D = \mu \cdot \frac{V}{h_D} \quad (6)$$

Le rapport de résistance peut alors être estimé dans la nature et dans les expériences. Dans nos modèles, il se simplifie en:

$$\frac{S_F}{S_D} = \frac{\frac{2}{3} \cdot \rho \cdot g \cdot h_F}{\mu \cdot \epsilon} = \frac{\frac{2}{3} \cdot \rho \cdot g \cdot h_F \cdot h_D}{\mu \cdot V} \quad (7)$$

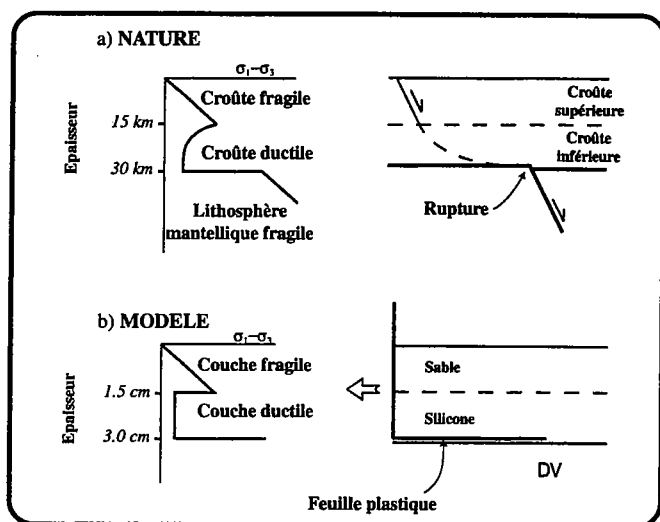
Dans nos expériences, la croûte fragile est construite en sable de Fontainebleau qui correspond à un matériau sans cohésion (Davison et al., 1993) avec une densité  $\rho_m$  de  $1400 \text{ kg.m}^{-3}$ . Le rapport des longueurs étant de  $10^{-6}$ , 1 cm dans les modèles représente 10 km dans la nature. L'angle de friction interne  $\phi$  est un nombre sans dimension qui doit être similaire dans la nature et dans les expériences ( $\phi_{nature}=30^\circ$  et  $\phi_{sable}=30^\circ$ ). Enfin, nous avons utilisé une silicone d'une viscosité  $\mu_m=3 \cdot 10^4 \text{ Pa.s}$  pour simuler la croûte inférieure ( $\mu_n=10^{21} \text{ Pa.s}$ ).

Les expériences ont pour but de comprendre les mécanismes de la déformation crustale dans un contexte faiblement extensif, de quelques dizaines de kilomètres (10-40 km) en près de 10 Ma. Le taux de déformation dans la nature varie de  $10^{-15}$  à  $10^{-16} \text{ s}^{-1}$ . Pour que les rapports de résistance soient identiques dans les expériences et dans la nature (de quelques dizaines à quelques centaines), le taux d'extension varie dans les expériences de 15 à 0,15 cm/h, ce qui correspond à des rapports de résistance de 1,5 à 132, respectivement.

## 2.2 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental utilisé dans les expériences mesure 50 cm de long et 3 cm d'épaisseur. Il est constitué d'une couche supérieure de sable et une partie inférieure de silicone. La partie supérieure est stratifiée horizontalement par une alternance de couches de sables de couleurs différentes qui constituent des marqueurs passifs. La couche ductile est une silicone rose homogène dans la plupart des expériences. Néanmoins, nous avons utilisé une silicone stratifiée verticalement afin de déterminer la déformation interne du niveau ductile, suivant une procédure expérimentale décrite en détail par certains auteurs (Dixon, 1974; Merle, 1982; Brun et Merle, 1985; Allemand, 1990).

Les modèles reposent sur une plaque qui simule la limite entre la croûte et le manteau fragile. Comme dans les expériences de Basile et Brun (1999), la rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique qui contrôle la déformation crustale, est modélisée par une discontinuité de vitesse (DV) le long de la plaque basale (Fig 89). Durant les expériences, des photos de la surface des modèles sont prises à intervalles réguliers. A la fin de chaque expérience, le sable est mouillé et le modèle est découpé en tranches perpendiculaires à la direction des structures. Il est ainsi possible d'analyser la géométrie des grabens et la déformation interne de la silicone.



*Figure 89: Profils de résistances dans la nature (a) et le modèle (b), et dispositif expérimental simulant la rupture en extension de la partie fragile de la lithosphère mantellique.*

Nous avons effectué deux séries d'expériences afin de tester l'influence du nombre de DV dans le type de déformation. La première série a été réalisée avec des modèles ne comportant qu'une seule DV. Le dispositif est constitué d'une bordure fixe et d'une bordure mobile, parallèles. La bordure mobile est tirée par un vérin relié à un moteur pas-à-pas dont la

vitesse est contrôlée par un ordinateur (Fig 90a). Une feuille de plastique à la base du modèle est solidaire de la bordure mobile et recouverte par la silicone. La limite de cette feuille de plastique parallèle à la bordure induit une DV au centre du dispositif lors de l'extension. La deuxième série d'expériences a été réalisée avec deux DV à la base des modèles. La bordure fixe des expériences à une DV est remplacée par un second mûr mobile auquel est attachée une feuille de plastique (Fig 90b). Trois expériences préliminaires ont permis de tester l'influence des bordures libres et des limites latérales de la feuille plastique sur la géométrie des structures formées (Fig 91). Il apparaît que pour les trois géométries, les structures formées sont identiques. Lorsque la silicone déborde des limites latérales du film plastique, il se crée à l'aplomb des bords latéraux du film des zones de décrochement qui rejoignent les grabens linéaires.

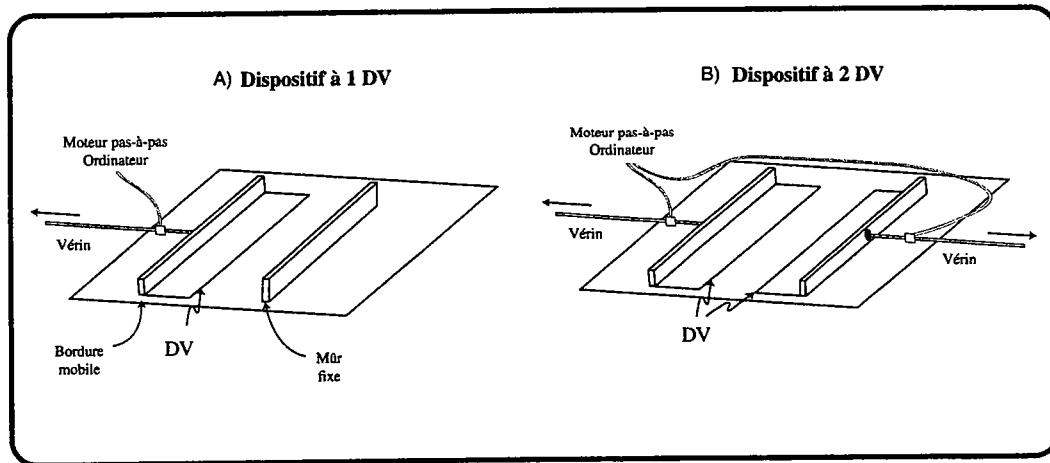


Figure 90: Dispositifs expérimentaux réalisés pour les expériences à une DV (A) et à deux DV (B).

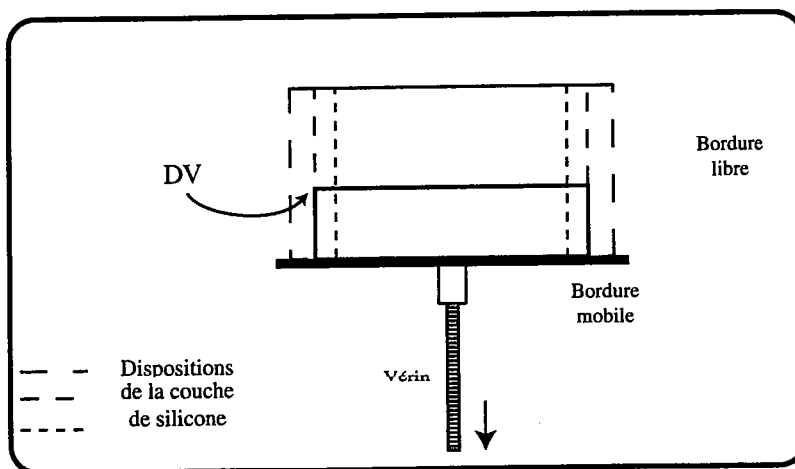


Figure 91: Dispositifs expérimentaux permettant de tester l'influence des bordures libres sur la géométrie des grabens (vue de dessus).



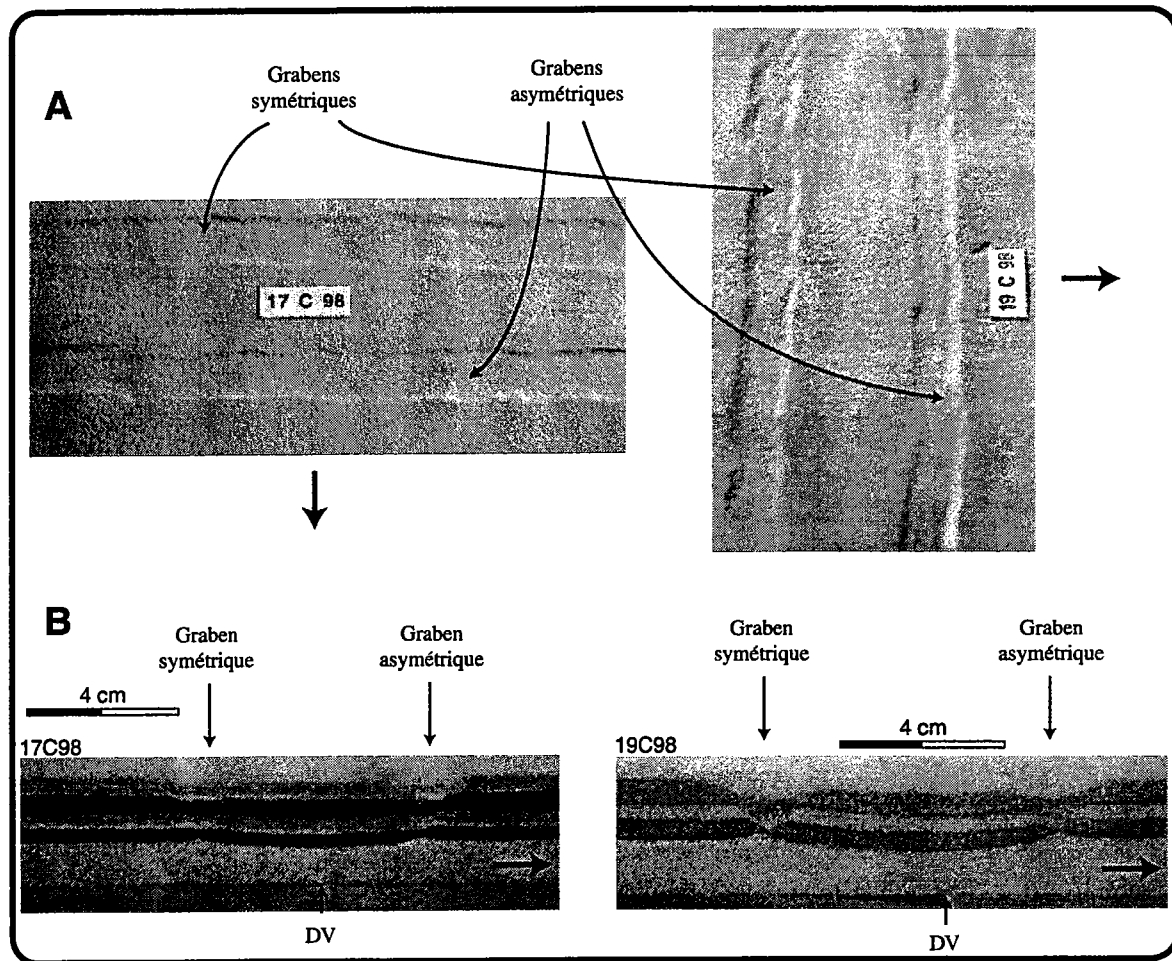
### 3 Modèles à DV unique

Le but de ces expériences est d'étudier la géométrie et les mécanismes de déformation associée à l'activité d'une DV unique. L'équation 7 montre que le rapport de résistance ( $S_{FD}$ ) est dépendant de la vitesse d'extension et du rapport d'épaisseur entre les parties fragile et ductile du modèle. Nous avons réalisé dans un premier temps plusieurs expériences avec la même quantité d'extension et des rapports d'épaisseurs constants afin de déterminer le rôle de la vitesse d'extension sur la géométrie des grabens. En prenant des vitesses de déplacement de la bordure mobile différentes,  $S_{FD}$  varie de 1,5 à 132. En revanche, l'utilisation d'une vitesse d'extension identique dans des expériences où le rapport d'épaisseur fragile/ductile varie, montre que le rapport de résistance fluctue peu. De fait, pour des vitesses d'extension rapides (15 cm/h),  $S_{FD}$  fluctue entre 1,5 et 1,7 lorsque le rapport d'épaisseur varie de 0,5 à 2. Avec une variation identique du rapport d'épaisseur et une vitesse de 1 cm/h, le rapport de résistance varie de 22 à 25. Enfin, si la vitesse d'extension est très faible (0,15 cm/h),  $S_{FD}$  est légèrement plus sensible aux variations d'épaisseurs (de 150 à 170 pour des rapports d'épaisseur oscillant entre 0,5 et 2).

#### 3.1 Influence du rapport de résistance

##### 3.1.1 Rapport de résistance inférieur à 65-70

Dans les expériences avec  $S_{FD}$  inférieur à 65-70, l'extension induit la création de deux grabens linéaires et parallèles (Fig 92a). L'un est symétrique et localisé sur la partie fixe. L'autre est asymétrique et situé sur la zone mobile (i.e. à l'aplomb de la feuille plastique) (Fig 92b). En coupe, le graben asymétrique présente une faille bordière majeure dont le regard est tourné vers le graben symétrique. L'amincissement de la couche ductile est principalement localisé entre les deux grabens.



**Figure 92:** Vues de dessus et en coupe de deux expériences à 1 DV et faible rapport de résistance. A) Les grabens sont linéaires et parallèles entre eux et à la bordure mobile. B) Le graben sur la partie fixe est globalement symétrique et celui sur la partie mobile présente une asymétrie induite par une faille de détachement majeure. Le sable blanc en coupe est rajouté en fin d'expérience pour préserver les structures lors du mouillage du modèle.

Les expériences réalisées avec le même rapport de résistance permettent de définir deux constantes  $C_a$  et  $C_b$ . La première ( $C_a$ ) correspond à la largeur du graben symétrique. Lorsque  $S_{F/D}$  est proche de 25,  $C_a$  mesure 2 cm. La constante  $C_b$  est la distance entre le centre du graben symétrique et la faille de détachement du graben asymétrique.  $C_b$  mesure près de 8 cm dans le cas d'un rapport de résistance de 25. Cette constante  $C_b$  augmente cependant légèrement au cours de l'expérience car le graben symétrique est fixe et le graben asymétrique est mobile. Pour un même taux d'extension, cette valeur de  $C_b$  augmente pour des rapports d'épaisseur croissants.

Enfin, cette géométrie globale avec un graben symétrique et un graben asymétrique ne varie pas. Dans le cas d'une très grande vitesse d'extension (15 cm/h et un rapport de résistance de 1,5), la géométrie initiale des grabens est identique aux autres cas (i.e. deux

grabens) (Fig 93a). Après 4,25 cm d'extension, la géométrie globale du système est largement perturbée par la création de nouvelles failles (Fig 93b). Cette évolution de la structure au cours du temps est cohérente avec les modèles de Beslier (1991) où l'expérience avec la plus grande vitesse et la plus importante quantité d'extension présente un état final caractérisée par une géométrie diffuse.

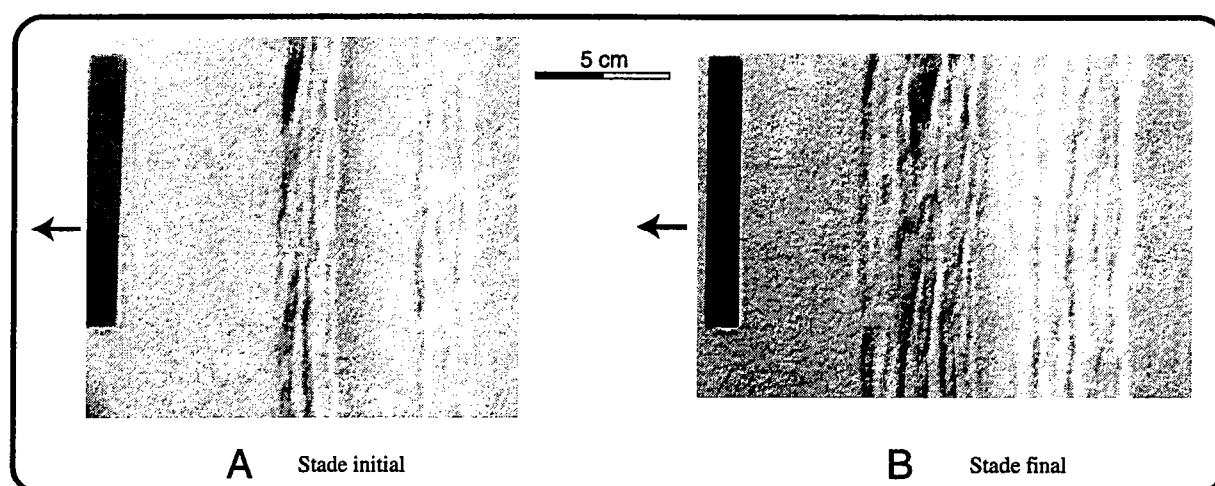
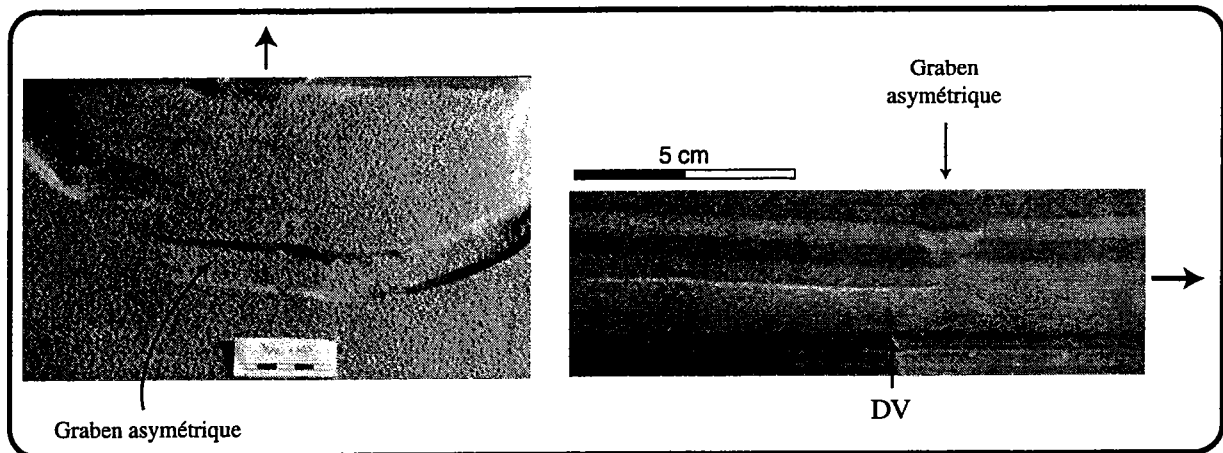


Figure 93: A) Géométrie initiale des grabens dans l'expérience à très faible rapport de résistance (1,5) et à grande vitesse d'extension (15 cm/h). B) Géométrie finale de l'expérience après 4,25 cm d'extension.

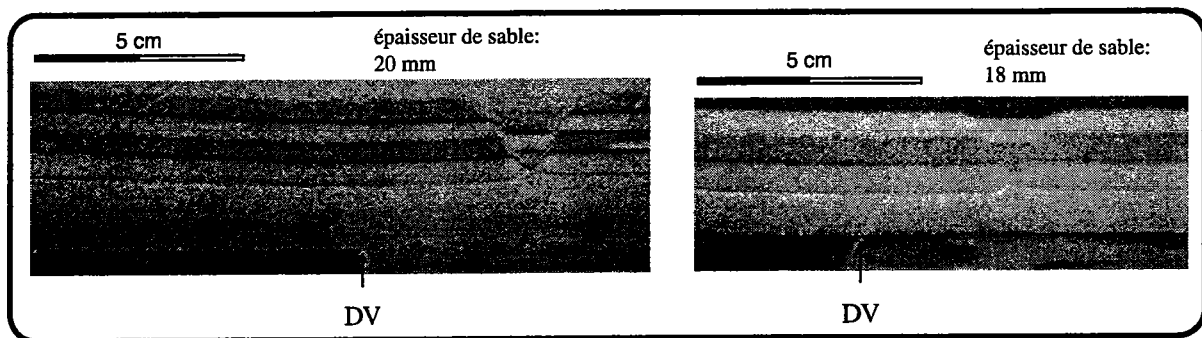
### 3.1.2 Rapport de résistance supérieur à 65-70

Dans les expériences avec  $S_{F/D}$  supérieur à 65-70, l'extension induit la création d'un unique graben asymétrique sur la partie mobile (Fig 94a). Ce demi-graben est globalement linéaire et parallèle à la bordure mobile. En coupe, le graben est similaire au demi-graben formé durant les expériences avec un faible  $S_{F/D}$  (Fig 94b). Il est limité par une faille de détachement majeure qui génère un maximum de subsidence au pied d'elle même. Dans toutes les expériences, plus l'épaisseur de la couche fragile augmente, plus la largeur des grabens est importante et moins l'asymétrie du demi-graben est prononcée (Fig 95).

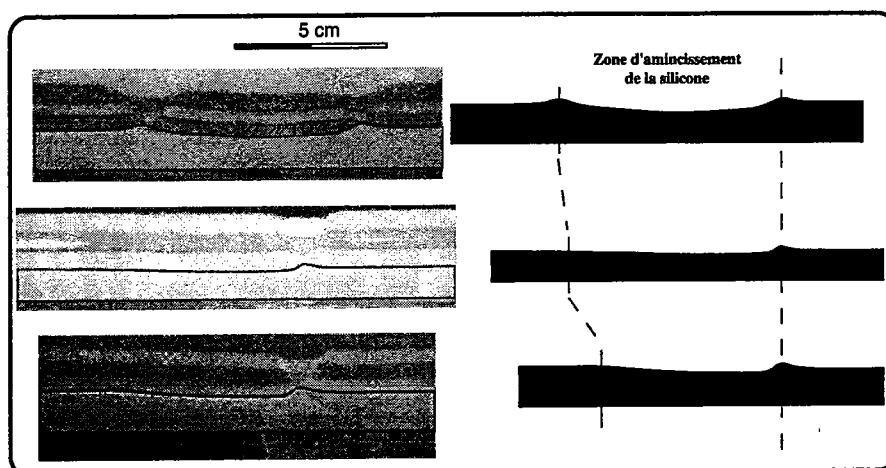
Malgré l'absence du graben symétrique, il est intéressant de noter que la déformation de la silicone est globalement identique à celle des expériences avec un faible rapport de résistance (Fig 96).



**Figure 94:** Expérience à fort rapport de résistance. A) Vue en carte du graben asymétrique. B) Vue en coupe. La faille majeure correspond à une faille de détachement qui contrôle la subsidence maximum du graben. Le sable noir a été rajouté en fin d'expérience pour préserver les structures lors du mouillage.



**Figure 95:** Vue en coupe des grabens induits lors d'expériences avec une épaisseur de sable croissante.



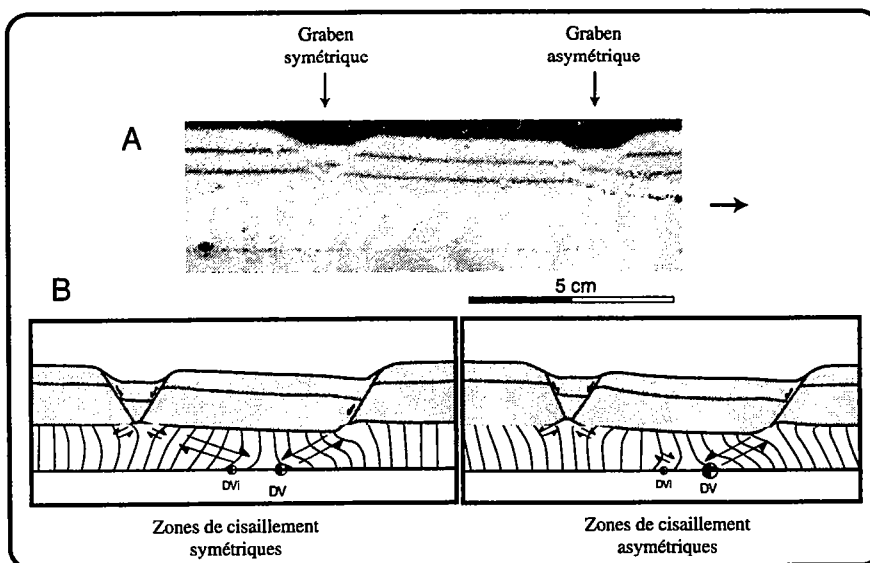
**Figure 96:** Comparaison de l'amincissement de la silicone dans les expériences à faible et fort rapports de résistance. La géométrie de l'amincissement de la silicone est globalement identique dans les différents cas.



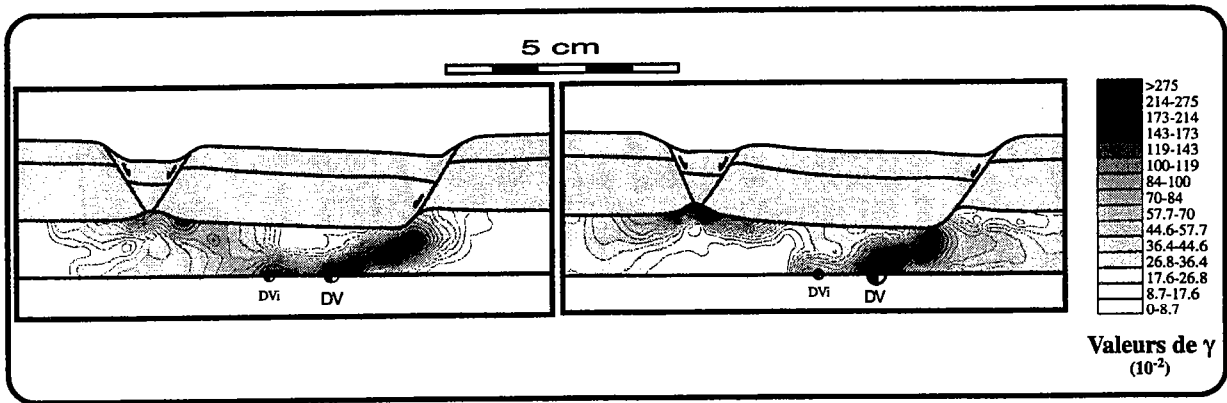
### 3.2 Déformation interne de la couche ductile

Dans certaines expériences, l'utilisation d'une silicone verticalement stratifiée permet de déterminer la déformation interne de la couche ductile.

Lorsque  $S_{F/D}$  est égal à 24, il se crée deux grabens en surface. Les coupes perpendiculaires au système montrent que la déformation dans la silicone (i) diffère légèrement d'une coupe à l'autre, (ii) est principalement localisée entre les deux grabens, et (iii) est due à des zones de cisaillement conjuguées ayant un pendage de 25-30° (Fig 97). La variation du pendage des failles dans le sable (60°) et des zones de cisaillement dans la silicone (25-30°) confère à ces détachements une forme listrique. Les coupes permettent de définir deux domaines de cisaillements conjugués. Le premier domaine correspond à deux zones de déformation formant une symétrie de miroir plus ou moins prononcée, centrée entre la position initiale (DVi) et la position finale de la DV. Lorsque les deux zones de cisaillement sont bien exprimées, chacune semble relier la base "fragile" d'un graben et le centre de symétrie du système. Dans toutes les expériences, la zone de cisaillement associée au graben asymétrique est toujours présente et affecte la totalité de la couche de silicone. La mesure des valeurs de cisaillement ( $\gamma$ ) montre que la déformation est toujours maximum le long de cette zone de cisaillement principale (Fig 98). Le second domaine présente également une symétrie de miroir centrée à la base du graben symétrique. Ces zones de cisaillement conjuguées ne déforment que la partie supérieure de la silicone et sont vraisemblablement liées au développement du graben symétrique (Fig 98).



*Figure 97: A) Vue en coupe de la déformation interne affectant la couche de silicone lors de l'expérience avec un rapport de résistance de 24. B) Les marqueurs initialement verticaux dans la silicone permettent de déterminer deux séries de zones de cisaillement conjuguées.*



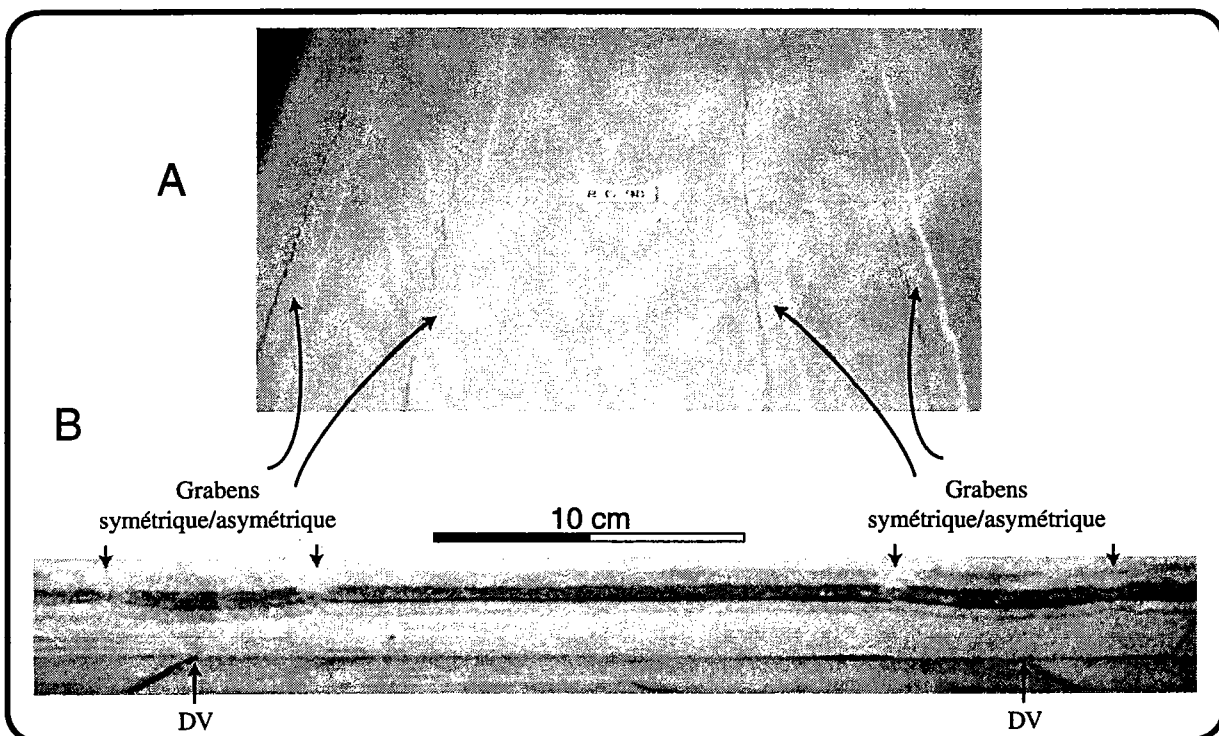
**Figure 98:** Valeur de cisaillement au sein de la silicone. La zone de cisaillement reliant le graben asymétrique et la base du système est toujours caractérisée par les valeurs maximums.

L'analyse de la déformation de la partie ductile montre que le fait principal des expériences à l'échelle crustale, est le développement systématique d'une zone de cisaillement majeure associée à la faille de détachement du graben asymétrique.

## 4 Modèles à 2 DV simultanées

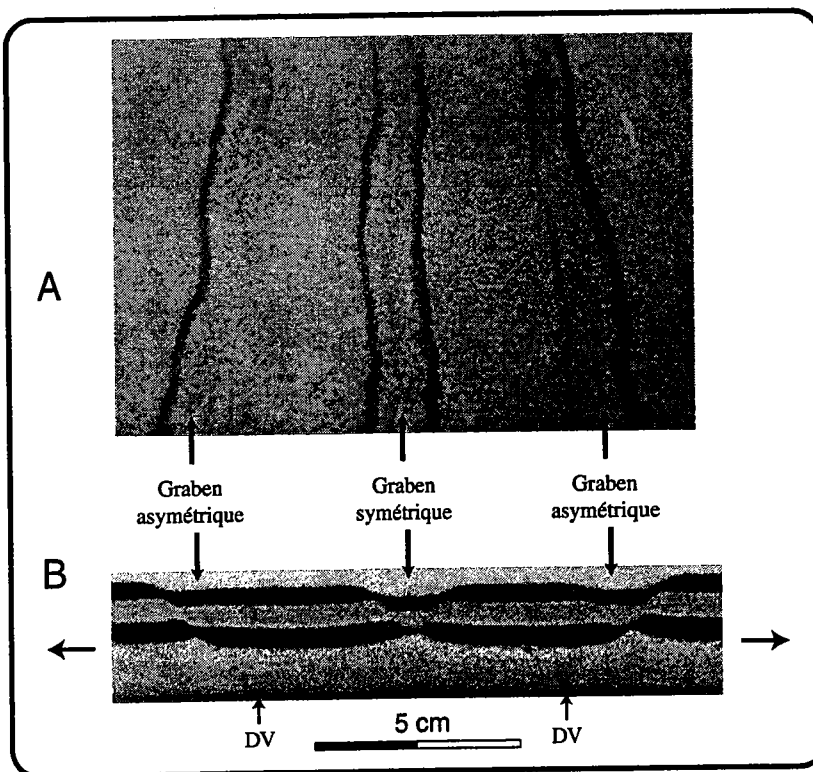
### 4.1 Rapport de résistance inférieur à 65-70

Dans les expériences avec un faible rapport de résistance, la géométrie globale du système est fonction de la distance initiale entre les DV. Lorsque cette distance est supérieure à 6 cm, chaque DV induit la création d'une paire de grabens symétrique et asymétrique, identique à celle formée dans les expériences à 1 DV et faible rapport de résistance. Plus la distance initiale entre les DV est importante et plus celle entre les grabens symétriques augmente (Fig 99). Cette série d'expérience correspond ainsi à une confirmation des expériences à 1 DV: à faible rapport de résistance, chaque DV est à l'origine de la formation d'un couple de grabens, symétrique et asymétrique.



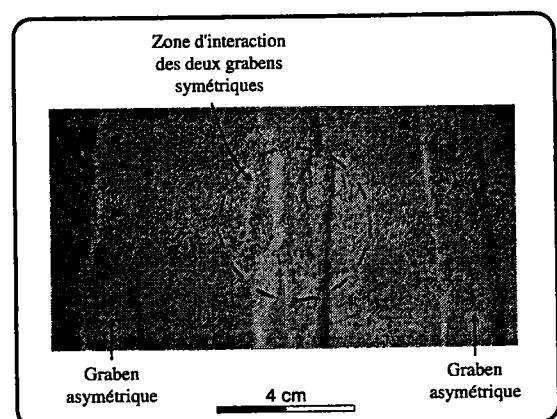
**Figure 99:** A) Vue en carte des expériences avec deux DV simultanées (rapport de résistance de 18). Les grabens sont linéaires et parallèles aux bordures du système. B) En coupe, chaque DV génère la formation d'un graben asymétrique et d'un graben symétrique, d'une manière similaire aux expériences à 1 DV et faible rapport de résistance.

Dans les expériences avec une distance initiale entre les DV de  $5 \pm 1$  cm, l'extension induit la création de seulement trois grabens (Fig 100a). Les deux grabens externes sont asymétriques et ont une vergence opposée, alors que le graben central est globalement symétrique (Fig 100b) avec une très légère asymétrie s'inversant selon les coupes. La distance entre le graben central et les deux failles bordières des demi-grabens latéraux est identique à la constante  $C_b$  dans les expériences à une DV. Ceci suggère que le graben central symétrique est commun aux deux demi-grabens latéraux (Fig 101). De fait, la distance entre ces deux grabens asymétriques est trop faible pour permettre le développement d'un graben symétrique associé à chaque demi-graben. Quel que soit le rapport d'épaisseur, cette géométrie à trois grabens reste constante (Fig 102).

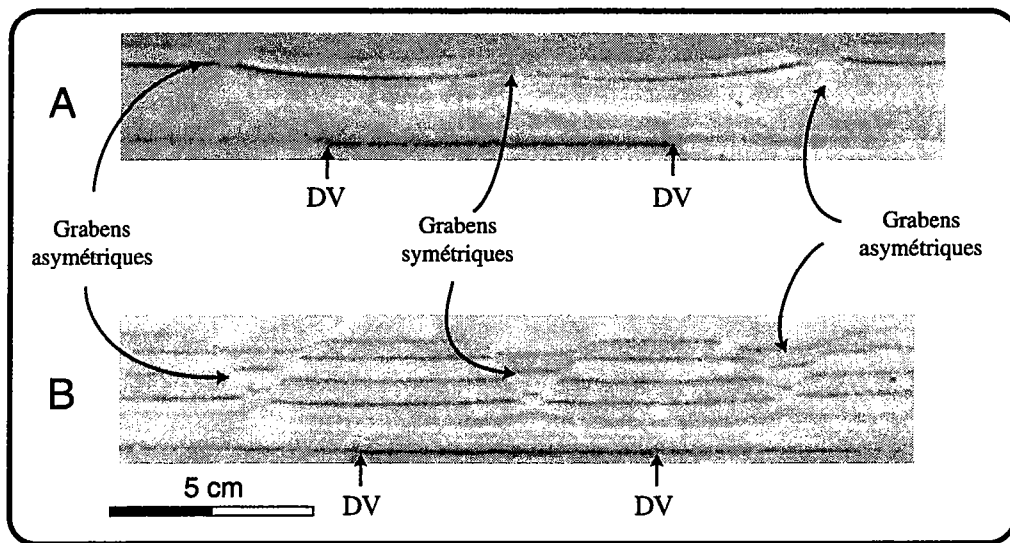


**Figure 100:** A) Formation de trois grabens linéaires lors des expériences à 2 DV espacés de  $5 \pm 1$  cm. B) En coupe, les deux grabens externes sont asymétriques et de vergences opposées. Le graben central est globalement symétrique.

**Figure 101:** Interaction entre deux grabens symétriques lors des expériences avec une distance initiale entre les DV de  $5 \pm 1$  cm. Le graben central symétrique semble être le produit de la superposition des deux grabens symétriques associés à chaque DV.

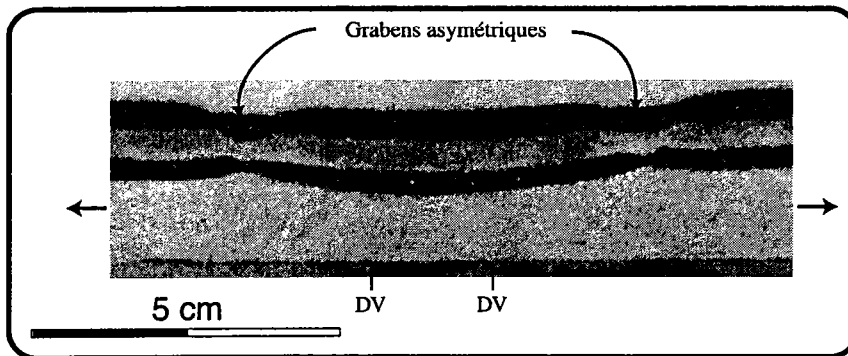






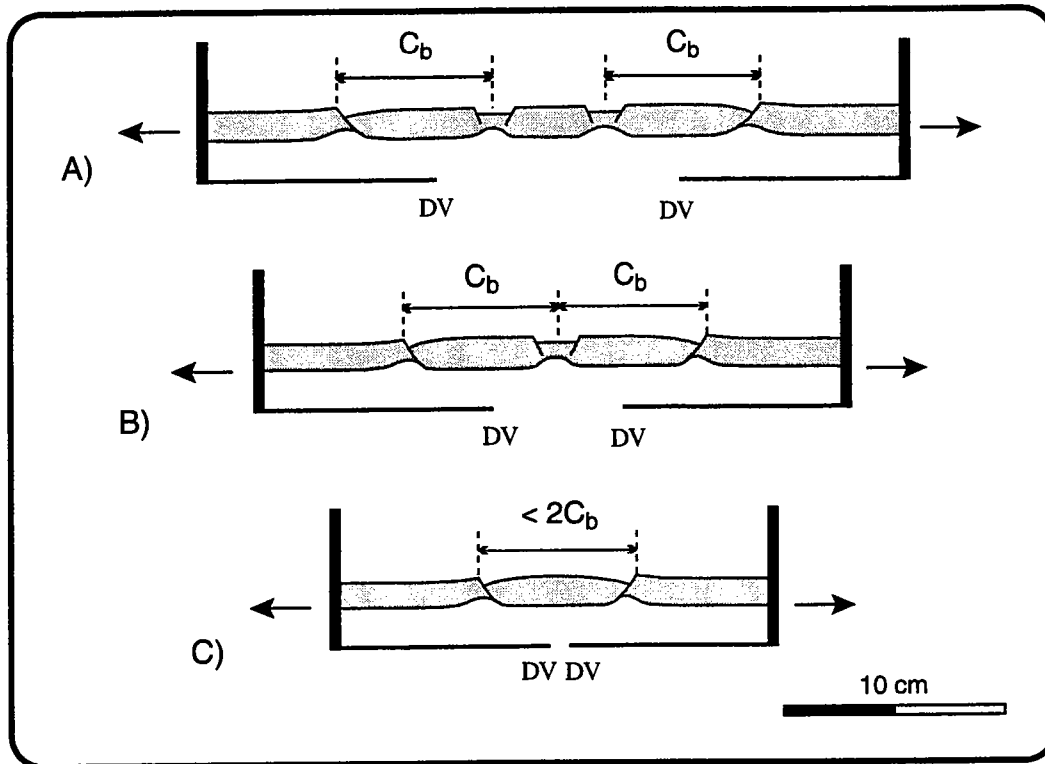
**Figure 102:** Expériences avec un rapport d'épaisseur entre les parties fragile et ductile de 0,5 (A) et de 2 (B). Dans les deux cas la distance initiale entre les DV est de 5 cm et l'extension induit la création de 3 grabens.

Enfin, pour une distance initiale entre les DV inférieure à 4 cm, le système est réduit à deux demi-grabens latéraux. La distance entre ces deux grabens est inférieure à  $C_b$  et ne permet pas le développement des grabens symétriques associés à chaque DV (Fig 103).



**Figure 103:** Vue en coupe des deux demi-grabens induit par la présence de 2 DV espacées initialement de moins de 4 cm. Notons la disparition des grabens symétriques.

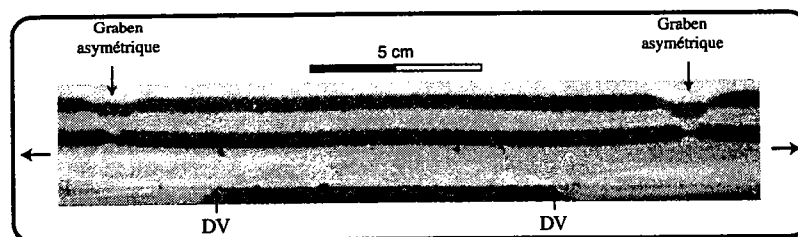
En résumé, la géométrie générale du système dépend essentiellement de la distance initiale entre les DV (Fig 104).



**Figure 104:** Représentation schématisée des structures formées avec 2 DV et un faible rapport de résistance. A) La distance initiale entre les deux DV est suffisamment importante pour que chaque DV induise la création d'une paire de grabens symétrique-asymétrique. B) Lorsque la distance initiale entre les DV est de  $5 \pm 1$  cm, les grabens symétriques se superposent et ne forment plus qu'un graben central unique. C) Pour une distance initiale entre les DV inférieure à 4 cm, il ne se crée que deux grabens asymétriques et la distance entre ces deux grabens est trop petite pour permettre le développement des grabens symétriques associés.

## 4.2 Rapport de résistance supérieur à 65-70

Dans les expériences avec un fort rapport de résistance et 2 DV, l'extension induit toujours la création de deux grabens asymétriques quelle que soit la distance initiale entre les DV (Fig 105). Ceci confirme les résultats obtenus dans les expériences à 1 DV et fort rapport de résistance.



**Figure 105:** Vue en coupe des structures induites lors de l'extension dans les expériences avec un fort rapport de résistance. Chaque DV est à l'origine d'un graben asymétrique unique.

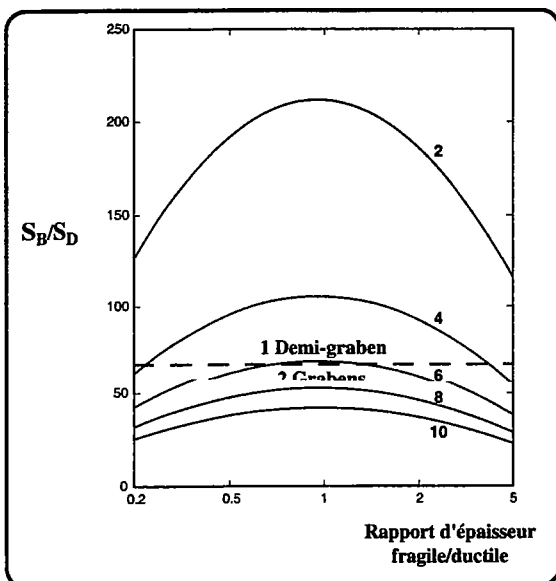
## 5 Interprétations

### 5.1 Paramètres influents sur le rapport de résistance

#### 5.1.1 Rôle du rapport d'épaisseur

Il est intéressant d'analyser l'influence du rapport d'épaisseur (entre les parties fragile et ductile) sur  $S_{F/D}$ . Dans les modèles, il apparaît que le rapport de résistance atteint un maximum pour un rapport d'épaisseur de 1 et décroît pour des valeurs tendant vers 0 et l'infini (Fig 106).

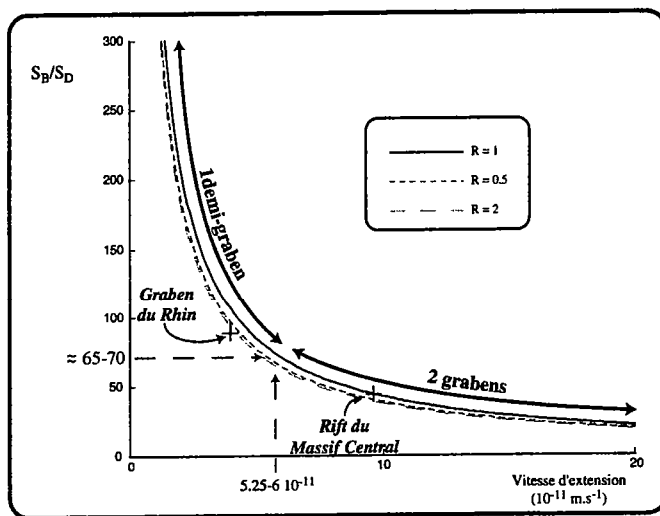
Dans la nature, ces valeurs du rapport d'épaisseur fluctuent entre 0,5 et 2 selon le gradient géothermique. Pour des vitesses d'extension importantes (4 à 2 km.Ma<sup>-1</sup>, soit 8 à  $10 \cdot 10^{-11}$  m.s<sup>-1</sup> dans le modèle), le rapport de résistance varie entre 29 et 33 et n'a pas d'effet sur le nombre de grabens. L'extension entraîne toujours la création de deux grabens symétrique et asymétrique. Pour une vitesse d'extension de 1,8 km.Ma<sup>-1</sup> ( $6 \cdot 10^{-11}$  m.s<sup>-1</sup> dans le modèle), un rapport d'épaisseur variant de 0,5 à 2 peut induire la formation de deux grabens ou d'un unique graben asymétrique. Si la vitesse d'extension est inférieure à 1,8 km.Ma<sup>-1</sup> ( $< 6 \cdot 10^{-11}$  m.s<sup>-1</sup> dans le modèle), quel que soit le rapport d'épaisseur, l'extension induit toujours la création d'un unique graben.



**Figure 106:** Rapport d'épaisseur en fonction du rapport de résistance pour 5 vitesses d'extension: 2, 4, 6, 8 et  $10 \cdot 10^{-11}$  m.s<sup>-1</sup>. Le rapport de résistance est fortement influencé par le rapport d'épaisseur pour de faibles vitesses d'extension. Il est par contre faiblement influencé par le rapport d'épaisseur pour des vitesses d'extension importantes.

### 5.1.2 Rôle de la vitesse d'extension

En considérant les deux valeurs extrêmes du rapport d'épaisseur dans les exemples naturels (0,5 et 2), la Figure 107 montre que  $S_{F/D}$  est plus sensible aux variations du taux d'extension qu'aux variations du rapport d'épaisseur. Quel que soit le rapport d'épaisseur, il se crée toujours un demi-graben unique pour des vitesses d'extension inférieures à  $5,25-6 \cdot 10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$  ( $1,7-1,9 \text{ km.Ma}^{-1}$ ). Pour des valeurs supérieures, l'extension induit la formation de deux grabens, un symétrique et un asymétrique (Fig 107). La vitesse d'extension est donc le paramètre principal qui contrôle la géométrie des grabens dans la nature.



**Figure 107:** Rôle de la vitesse d'extension sur le rapport de résistance pour des rapports d'épaisseur  $R$  de 0,5, 1 et 2. Pour des vitesses inférieures à  $5,25-6 \cdot 10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$ , l'extension induit la création d'un unique demi-graben. Pour des valeurs de vitesse supérieures, il se forme toujours deux grabens. La projection du rapport de résistance pour le graben du Rhin établi à partir des données géologique se situe dans le domaine d'un graben asymétrique unique. En revanche, le Rift du Massif Central est dans le domaine des 2 grabens.

## 5.2 Géométrie des structures

L'amincissement de la silicone dans les expériences à une DV et à faible ou fort rapports de résistance montre de fortes analogies (Fig 96). Dans les expériences à  $S_{F/D}$  inférieur à 65-70, l'amincissement est localisé entre les deux grabens et est principalement lié aux zones de cisaillement majeures. Dans les expériences à fort  $S_{F/D}$  ( $>65-70$ ), la forme de l'amincissement de la silicone, globalement identique à celle des modèles à faible rapport de résistance, suggère également la présence de deux zones de cisaillement conjuguées initiées par la DV. Selon cette hypothèse, l'absence du graben symétrique indiquerait que la zone de cisaillement secondaire, associée au cisaillement principal, est trop faible pour dépasser le seuil de résistance à la rupture de la partie fragile.

Nous considérons donc qu'une discontinuité de vitesse engendre toujours deux zones de cisaillement conjuguées, centrées sur la DV. Dans le cas d'un fort rapport de résistance (i.e.



vitesses d'extension faibles), la zone de cisaillement secondaire ne conduit pas à la formation du graben symétrique.

A l'inverse, si  $S_{FD}$  est faible (i.e. pour des vitesses d'extension importantes), ces deux cisaillements sont globalement symétriques au stade initial et induisent la formation des deux grabens. Lorsque la quantité d'extension augmente, le graben situé sur la partie mobile devient asymétrique alors que le second reste symétrique. La zone de cisaillement secondaire associée au graben symétrique devient de moins en moins active, tandis que la déformation cisailante est enregistrée le long du cisaillement principal lié au demi-graben. Cette évolution est en accord avec les expériences de Brun et Beslier (1996, Fig 5) à l'échelle lithosphérique où le graben symétrique devient progressivement inactif et où la déformation se concentre au niveau du graben asymétrique.

Nos expériences à l'échelle crustale permettent d'estimer, pour différentes vitesses d'extension, l'influence de la distance initiale entre les zones de ruptures au sein de la partie fragile de la lithosphère mantellique. Dans les expériences à deux DV avec un fort rapport de résistance, l'extension entraîne toujours la formation de deux grabens asymétriques. Ceci montre que pour des vitesses d'extension faibles, la géométrie globale n'est pas contrôlée par la distance initiale entre les DV et que chaque rupture de la partie mantellique fragile génère un graben asymétrique unique dans la croûte (Fig 108). A l'inverse, les expériences avec un faible  $S_{FD}$  (i.e. vitesses d'extension importantes) révèlent que la géométrie et le nombre de grabens sont contrôlés par la distance initiale entre les DV (Fig 108).

En accord avec le rapport de longueur ( $L^*=10^{-6}$ ), pour une distance initiale entre deux ruptures de la lithosphère mantellique supérieure à 60 km, soit une distance entre les deux failles de détachement externes supérieure à 160 km (2 Cb), l'extension devrait induire la formation de deux paires de grabens (symétriques et asymétriques): chaque paire étant le résultat d'une rupture de la lithosphère mantellique fragile sous-jacente. La largeur des grabens symétriques devrait être de 20 km. Au contraire, si la distance initiale entre les ruptures est inférieure à 40 km, ce qui correspond à une distance entre les deux failles de détachement inférieure à 2Cb, l'extension devrait former seulement deux grabens asymétriques car la distance les séparant est trop faible pour initier le développement des grabens symétriques. Enfin, entre ces deux extrêmes, un cas particulier peut être défini pour une distance initiale de  $50 \pm 10$  km entre les deux ruptures de la partie fragile de la lithosphère mantellique. Il devrait se créer un graben globalement symétrique de 20 km de large, encadré par deux demi-grabens.

		Vitesse d'extension importante	Vitesse d'extension faible
1 DV		2 grabens	1 graben
2 DV	$0 < d < 4$	2 grabens	2 grabens
	$4 < d < 6$	3 grabens	
	$d > 6$	4 grabens	

**Figure 108:** Tableau récapitulatif des différentes géométries obtenues pour une et deux DV et des vitesses d'extension différentes.  $d$  correspond à la distance initiale entre les DV (en cm dans les modèles). Dans la nature,  $d$  correspond à la distance initiale entre les deux ruptures de la partie fragile de la lithosphère mantellique (en dizaine de km).

## 6 Applications au ROE

### 6.1 Le graben du Rhin

La géométrie du graben du Rhin a été décrite dans le Chapitre 2. Les faits majeurs sont (i) une forte asymétrie du graben liée à la présence de failles majeures qui s'enracinent au niveau du Moho et (ii) une inversion de cette asymétrie au niveau de la faille hercynienne de Lalaye-Lubine-Baden-Baden.

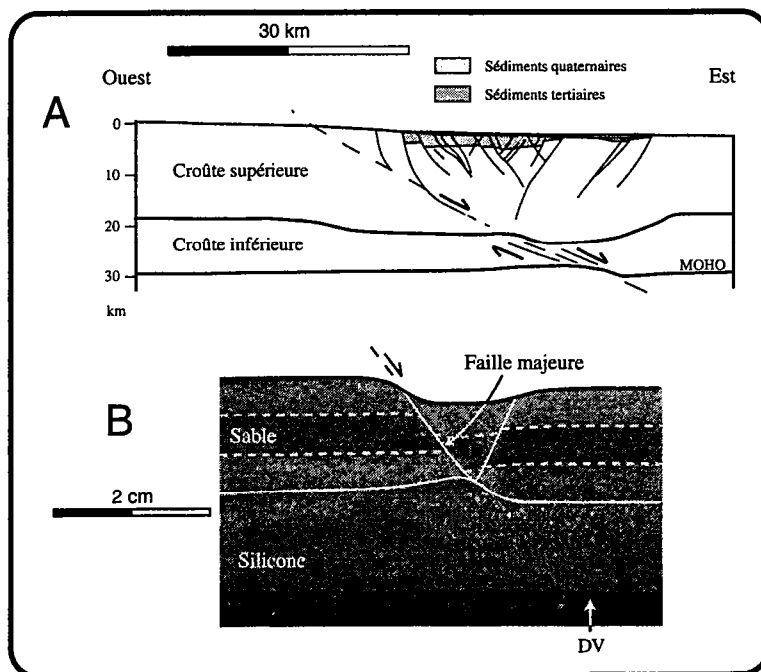
Le graben résulte d'une extension lithosphérique qui a débuté au Priabonien et qui s'est poursuivie de manière identique dans les parties nord et sud jusqu'à l'Oligocène supérieur, soit durant près de 10 Ma (Villemin et al., 1986). A partir de la fin de l'Oligocène, l'évolution des moitiés nord et sud diffère. Au Sud, la subsidence décroît rapidement, alors qu'au Nord, elle continue globalement jusqu'à l'actuel. L'épaisseur des sédiments et l'amincissement crustal est donc plus important dans la partie nord que dans la moitié sud.

Au Nord, la quantité d'extension de la croûte supérieure déduite à partir du comblement sédimentaire est estimée entre 5 et 7 km. En considérant une préservation du volume de la croûte, la valeur d'extension totale est de près de 17 km (Brun et al., 1992). Dans cette partie nord, l'extension résulte, d'une part, de l'évolution liée au ROE, et, d'autre part, de l'interaction avec l'extension de la Mer du Nord (Zijerveld et al., 1992; Kooi et al., 1991). Afin de déterminer la quantité d'extension uniquement liée au ROE, nous utiliserons la valeur d'extension obtenue dans la partie sud du graben du Rhin (12 km) (Bois, 1993).

La vitesse d'extension de la partie sud est proche de  $3,8 \cdot 10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$  (12 km en 10 Ma). D'après les profils sismiques, le rapport d'épaisseur entre la croûte fragile et la croûte ductile est de 2 (Brun et al., 1992). Les équations 2, 3, 4 et 6 permettent de calculer un rapport de résistance de 88. Le rapport de résistance et la vitesse d'extension du graben du Rhin, reportés dans la Figure 107, montrent que ce graben se situe dans le champ du graben asymétrique unique.

Comme le prévoit nos expériences, la géométrie du graben du Rhin présente de fortes similitudes avec le graben asymétrique obtenu dans les expériences à 1 DV et un fort  $S_{F/D}$  (Fig 109). Dans la nature et les expériences, le graben est limité par une faille de détachement

principale et le maximum de subsidence est localisé au pied de cette faille bordière. Dans les expériences, des failles conjuguées peuvent se créer vers le centre du graben. Dans le graben du Rhin, les premières failles à se former ont vraisemblablement été les failles externes. De plus, la faille de détachement majeure à regard vers l'Est est sans doute restée active pendant que les blocs basculés se formaient progressivement vers l'Ouest. Enfin, les expériences suggèrent que chaque partie du graben du Rhin (au Nord et au Sud) résultent d'une seule rupture au sein de la partie fragile de la lithosphère mantellique. La faille hercynienne de Lalaye-Lubine-Baden-Baden est alors interprétée comme une faille de transfert reliant les deux ruptures de la partie fragile.



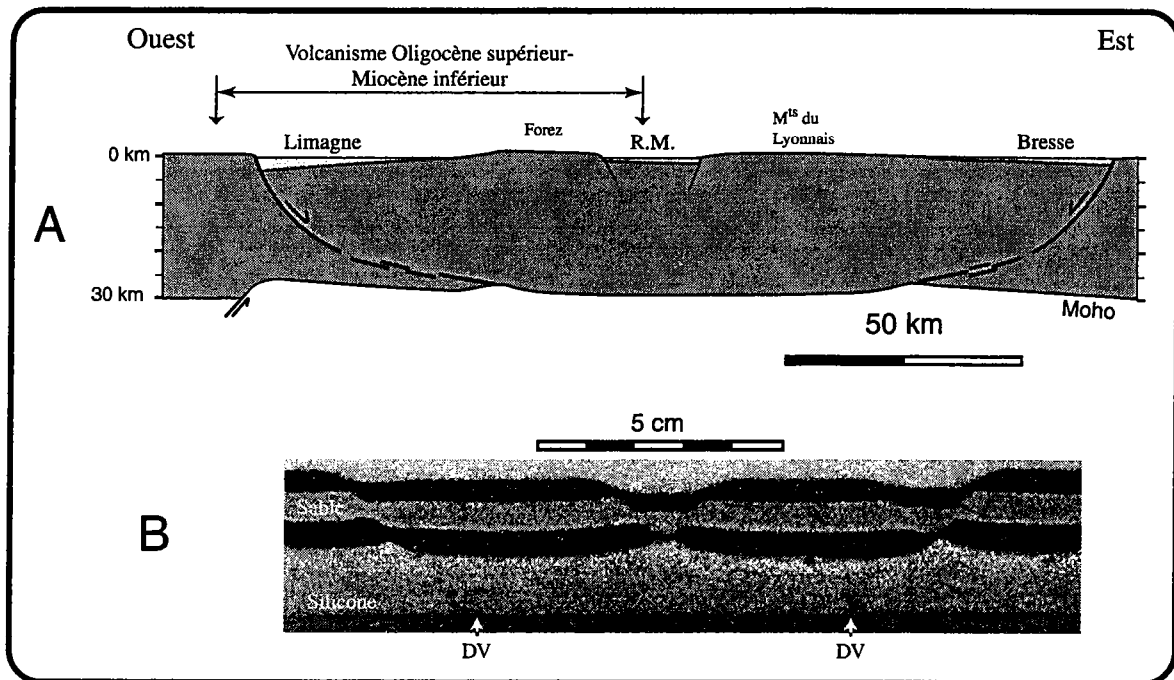
## 6.2 Le Rift du Massif Central

Comme pour le graben du Rhin, la géométrie et l'évolution du Rift du Massif Central (RMC) ont été largement détaillées dans le Chapitre 1. Nous en résumerons les faits majeurs afin d'interpréter la géométrie des grabens.

Le RMC est une structure de 180 km de large, composée de deux grabens asymétriques latéraux (le demi-graben de la Bresse à l'Est et celui de la Limagne à l'Ouest) et d'un graben central globalement symétrique de 20 km de large (le graben de Roanne-Montbrison) (Fig 110). Selon une coupe Est-Ouest, le RMC est bordé par deux failles



majeures de vergence opposée (failles de la Limagne et de la Bresse) et caractérisé par une symétrie de miroir centrée sur le graben de Roanne-Montbrison.

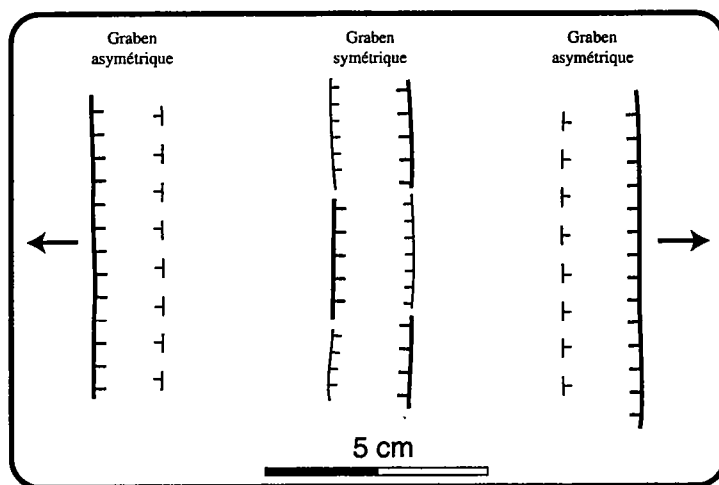


**Figure 110:** A) Géométrie du RMC à l'échelle crustale selon une coupe Est-Ouest. Les données géophysiques montrent trois inflexions du Moho. Deux sont réparties de part et d'autre du graben de Roanne-Montbrison et la troisième est située à l'aplomb du graben de la Limagne. L'amincissement crustal situé à l'aplomb de ce graben est interprété comme le résultat de l'extension asymétrique à l'Oligocène supérieur. B) Structure des grabens obtenue à partir d'une expérience à faible rapport de résistance et une distance initiale entre les DV de 5 cm. Les grabens de la Limagne et de la Bresse correspondent aux deux demi-grabens latéraux et le graben de Roanne-Montbrison est comparable au graben central symétrique.

Le RMC résulte d'une extension Est-Ouest qui s'est déroulée pendant une dizaine de Ma et durant laquelle les grabens se sont comblés de plusieurs centaines à plusieurs milliers de mètres de sédiments. De l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen, l'extension est symétrique et induit la création des trois grabens principaux. A partir de l'Oligocène supérieur, elle devient asymétrique et localisée uniquement dans la partie ouest du rift. Cette phase d'extension asymétrique est responsable de l'amincissement crustal important à l'aplomb du graben de la Limagne (25% d'amincissement crustal). Les données de géophysique montrent qu'il existe deux inflexions du Moho situées sous la bordure occidentale du Forez et à l'aplomb de la partie orientale des Monts du Lyonnais (Zeyen et al., 1997a; Bergerat et al., 1990). Ces deux remontées du Moho ne s'accordent pas avec une évolution asymétrique.

La quantité d'extension de la croûte supérieure peut être estimée à 10-15 km à partir de la géométrie de failles majeures. Cependant, comme dans le graben du Rhin, cette valeur est inférieure à celle déduite des données géophysiques (25-30 km) (Bois, 1993). Cette différence peut rendre compte du fluage de la croûte inférieure durant l'extension. Les équations 2, 3, 4 et 6 permettent de déterminer le rapport de résistance du RMC entre 39 et 47. Contrairement au graben du Rhin, ces points se projettent dans le domaine des deux grabens, symétrique et asymétrique, de la Figure 107. Ceci suggère fortement que la géométrie du RMC peut être interpréter à l'aide des expériences à 2 DV et faible rapport de résistance.

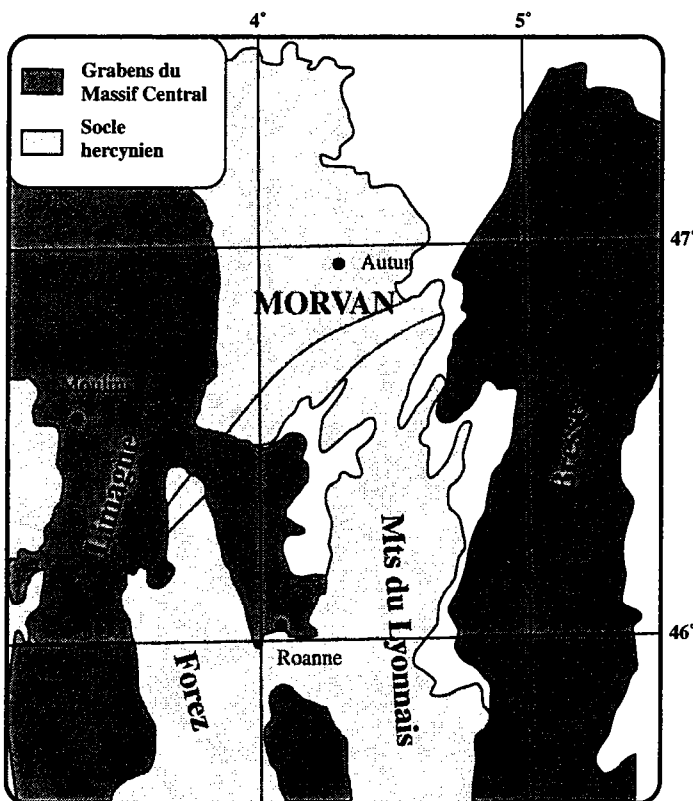
Ainsi, le RMC pourrait résulter de deux ruptures de la partie fragile de la lithosphère mantellique. La présence du graben symétrique de Roanne-Montbrison encadré par les deux demi-grabens latéraux de la Bresse et de la Limagne, peut être comparée à la géométrie obtenues dans nos expériences avec un faible rapport de résistance (Fig 110b). L'inversion de la vergence des failles majeures, vers l'Est dans le graben de Roanne et vers l'Ouest dans le graben de Montbrison est comparable à l'alternance de la légère asymétrie du graben central dans les expériences (Fig 111). D'après le rapport de longueur utilisé dans les expériences, cette géométrie du RMC aurait été induite par deux ruptures de la partie fragile de la lithosphère mantellique espacées initialement de  $50 \pm 10$  km. Ces deux ruptures correspondraient aux deux inflexions du Moho situées de part et d'autre du graben de Roanne-Montbrison (Fig 110). La réactivation de failles hercyniennes dans la partie fragile de la croûte pourrait également expliquer la distance entre les deux failles bordières, qui est légèrement supérieure à celle observée dans les expériences.



*Figure 111: Vue de surface d'une expérience à faible rapport de résistance. Le graben central globalement symétrique présente une faille dominante dont la vergence alterne.*

Enfin, la structure du rift au niveau du horst du Morvan, avec deux grabens latéraux sans graben central, peut s'expliquer soit par deux ruptures de la partie fragile de la

lithosphère mantellique espacée par moins de 40 km, soit par une augmentation du rapport de résistance liée à une vitesse d'extension moins importante. Nous privilégierons la première hypothèse car lors d'une expérience à 2 DV réalisée avec une distance initiale entre les DV se réduisant progressivement de 5 à 0 cm, le graben central se rapproche progressivement d'un demi-graben latéral et disparaît pour laisser un horst central limité par les deux grabens latéraux. C'est cette disposition globale qui apparaît sur la carte géologique de la France (Fig 112) (Allemand, 1990).



*Figure 112: Carte schématique des grabens de la partie septentrionale du RMC. Le graben de Roanne est connecté avec le graben de la Limagne au niveau du bassin de Vichy. Au Nord, le horst du Morvan est encadré par deux grabens (Limagne et Bresse) alors qu'au Sud, l'extension a engendré la formation de trois grabens (Limagne, Roanne-Montbrison et Bresse).*









## CHAPITRE 4

# ***Dynamique de rifting***

**Résumé:**

La comparaison de nos expériences analogiques à l'échelle crustale et des modèles à l'échelle lithosphérique effectués au laboratoire de Géosciences Rennes montrent une compatibilité des résultats obtenus. Avec une discontinuité de vitesse, les expériences à faible vitesse d'extension engendrent la formation d'un unique graben asymétrique. Une paire de grabens, symétrique-asymétrique, se crée pour des vitesses d'extension importantes. L'analyse géologique des grabens du ROE permet d'appliquer ces résultats expérimentaux à la nature et de proposer deux modes d'extension différents. Le premier mode est caractérisé par un cisaillement simple majeur d'échelle lithosphérique et une déformation crustale qui varie selon la vitesse d'extension. Lorsque la déformation est induite par une seule rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique, ce modèle pourrait expliquer la géométrie du graben du Rhin, du rift de la Mer Rouge et des marges passives conjuguées de Galice et Grand Bancs (Atlantique Nord). Si deux ruptures se produisent simultanément, ce modèle est à même d'expliquer la géométrie du Rift du Massif Central au moment de la phase d'extension symétrique (Priabonien-Oligocène moyen). Le second mode d'extension correspond à un necking de la lithosphère induit par deux cisaillements conjugués. Ce modèle se distingue par un amincissement des parties crustale et mantellique superposé, à l'origine du volcanisme au sein des grabens. La déformation globale est asymétrique en surface mais s'apparente à un cisaillement pur à l'échelle lithosphérique. Dans le graben de l'Eger et lors de la phase d'extension asymétrique du Rift du Massif Central, ce mode d'extension permet d'expliquer le volcanisme syn-extension au sein des grabens et la remontée du Moho à l'aplomb de la Faille de la Limagne.



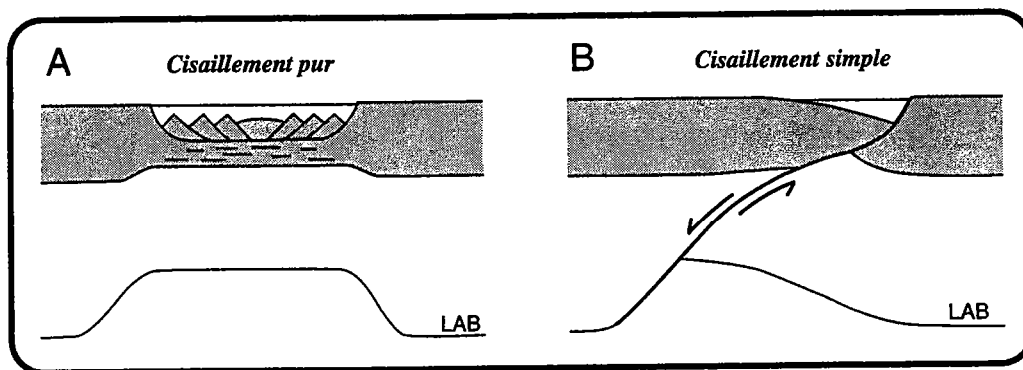
# CHAPITRE 4

## Sommaire

<b>1. Introduction</b>	<b>198</b>
<b>2. Modalités d'extension des grabens du ROE</b>	<b>201</b>
2.1 Le Rift du Massif Central	201
2.1.1 <i>Extension symétrique</i>	201
2.1.2 <i>Extension asymétrique</i>	202
2.2 Le graben de l'Eger	205
2.3 Le graben du Rhin	206
<b>3. Modes d'extension dans l'Atlantique Nord et la Mer Rouge</b>	<b>207</b>
3.1 Rift de l'Atlantique Nord	207
3.2 Rift de la Mer Rouge	209
<b>4. Discussion</b>	<b>212</b>
4.1 Cisaillement simple lithosphérique	212
4.2 "Necking" lithosphérique	215

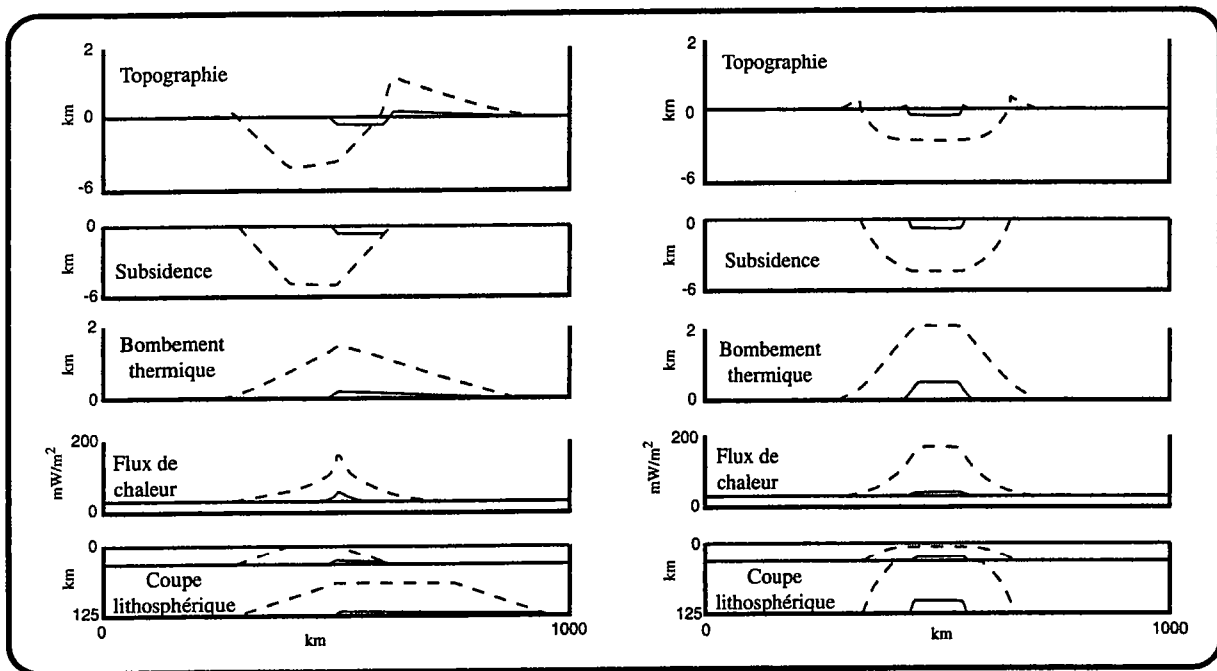
# 1 Introduction

Depuis l'étude de McKenzie (1978) sur les modalités d'extension à l'origine des marges passives, les connaissances et les modèles sur la géodynamique de la rupture continentale ont fortement évolué. Pour McKenzie (1978), la structuration des marges passives est le résultat d'un amincissement homogène et symétrique de la croûte et de la lithosphère mantellique lié à un cisaillement pur à l'échelle lithosphérique (Fig 113a). A l'opposé de ce modèle, Wernicke (1981, 1985) propose d'expliquer la géométrie fréquemment asymétrique des rifts par un cisaillement simple à l'échelle lithosphérique (Fig 113b). Dans le premier cas, les amincissements, crustal et du manteau lithosphérique, sont superposés alors qu'ils sont décalés dans le modèle de Wernicke.



**Figure 113:** A: Le modèle d'extension par cisaillement pur. L'extension est symétrique et à l'origine du rifting continental. Selon cette hypothèse, l'amincissement lithosphérique total est à l'aplomb de l'amincissement de la lithosphère mantellique. D'après McKenzie, 1978. B) Modèle de cisaillement simple. L'extension est engendrée par un cisaillement unique à l'échelle lithosphérique. Les amincissements crustal et lithosphérique ne sont pas superposés. D'après Wernicke, 1985.

Ces deux modes de rifting ont des implications différentes sur la géométrie globale de la structure formée, sur la subsidence des grabens et le flux de chaleur résultant (Fig 114) (Buck et al., 1988).



**Figure 114:** Comparaison des déformations et des conséquences thermiques liées à l'extension par cisaillements pur et simple après un rifting de 1 cm/an pendant 2 (trait plein) et 22 Ma (trait en pointillé). D'après Buck et al., 1988.

Entre ces deux modèles extrêmes, de nombreux travaux ont envisagé que les deux modes de cisaillement (i.e. cisaillements pur et simple) puissent coexister dans différentes parties de la lithosphère. L'analyse du remplissage sédimentaire et de la structure des marges passives de l'Atlantique Nord a permis de proposer un découplage de la déformation avec une partie crustale sujette à des cisaillements simples responsables de l'asymétrie des grabens, et une partie lithosphérique caractérisée par un cisaillement pur à l'origine d'une symétrie globale de la déformation mantellique des marges passives conjuguées (Keen et Dehler, 1993). Des études globalement similaires effectuées en Mer du Nord, dans le rift Baïkal et sur la marge passive australienne, ont conforté cette hypothèse de découplage de la déformation (Lister et al., 1991; Kusznir et Ziegler, 1992; Poort et al., 1998).

Une solution alternative aux modèles précédents est d'envisager une déformation de type cisaillement pur à l'échelle de la lithosphère, induite par deux zones de cisaillement simple conjuguées (Reston, 1993; Brun et Beslier, 1993; Brun, 1999). Il s'ensuit un "necking" de la lithosphère qui peut générer l'exhumation de roches mantelliques lors de la rupture continentale. Cette interprétation permet d'expliquer la symétrie globale des marges passives et l'asymétrie des grabens.

Enfin, le dernier modèle intermédiaire aux interprétations de McKenzie et Wernicke considère un cisaillement pur et une déformation asymétrique à l'échelle lithosphérique

(Govers et Wortel, 1993). Dans ces modèles l'asymétrie de la déformation est le résultat de zones de faiblesses héritées telles que des chevauchements liés à la création de chaînes de montagnes antérieures.

## 2 Modalités d'extension des grabens du ROE

Dans les chapitres précédents, l'analyse de la géométrie des grabens, de la géologie et de la répartition du volcanisme syn-rift a permis de préciser l'évolution crustale de chaque segment du ROE. Ces processus crustaux étant liés à la déformation globale de la lithosphère, ils peuvent rendre compte des modalités d'extension de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur.

### 2.1 Le Rift du Massif Central

L'extension du Massif Central est caractérisée par deux phases successives: une extension symétrique, de l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen, responsable de la formation des différents grabens, et une extension asymétrique Oligocène supérieur et Miocène inférieur, à l'origine de l'asymétrie du rift et contemporaine du volcanisme syn-rift.

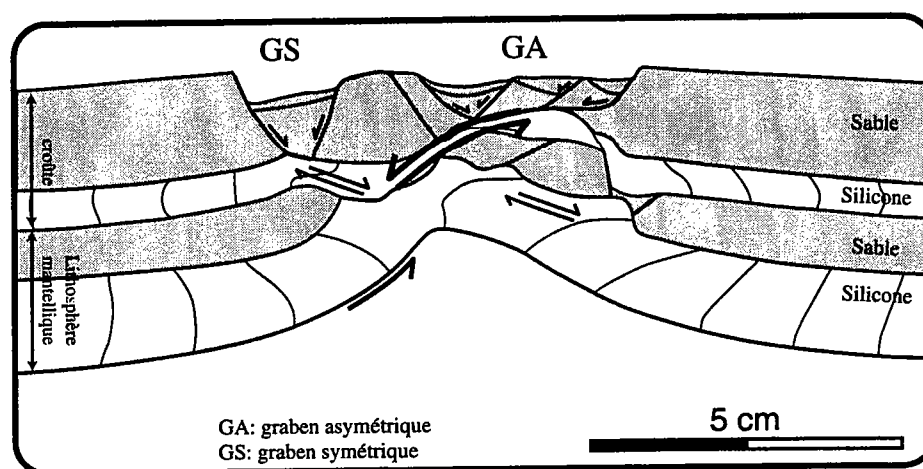
#### 2.1.1 *Extension symétrique*

Nos modèles analogiques à l'échelle crustale ont montré que la géométrie du Rift du Massif Central pouvait être le résultat de deux ruptures de la partie fragile de la lithosphère mantellique, à l'aplomb du Forez et de la bordure occidentale du graben de la Bresse.

En comparant ces résultats avec ceux obtenus lors d'expériences à l'échelle lithosphérique (Allemand, 1990; Beslier, 1991), il apparaît de réelles analogies quant à la structure des grabens en surface: association grabens symétrique et asymétrique (Fig 115). Dans les expériences d'Allemand (1990) et Beslier (1991), les deux grabens se forment dès le début et la déformation se concentre ensuite au niveau du graben asymétrique. Cette évolution est semblable à celle de nos modèles où le cisaillement lié au demi-graben domine et où la zone de cisaillement associée au graben symétrique disparaît progressivement. Dans les expériences à l'échelle lithosphérique, la remontée asymétrique de la lithosphère mantellique fragile et de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB) à l'aplomb des structures extensives



est vraisemblablement induite par le cisaillement majeur associé au graben asymétrique (Fig 115).



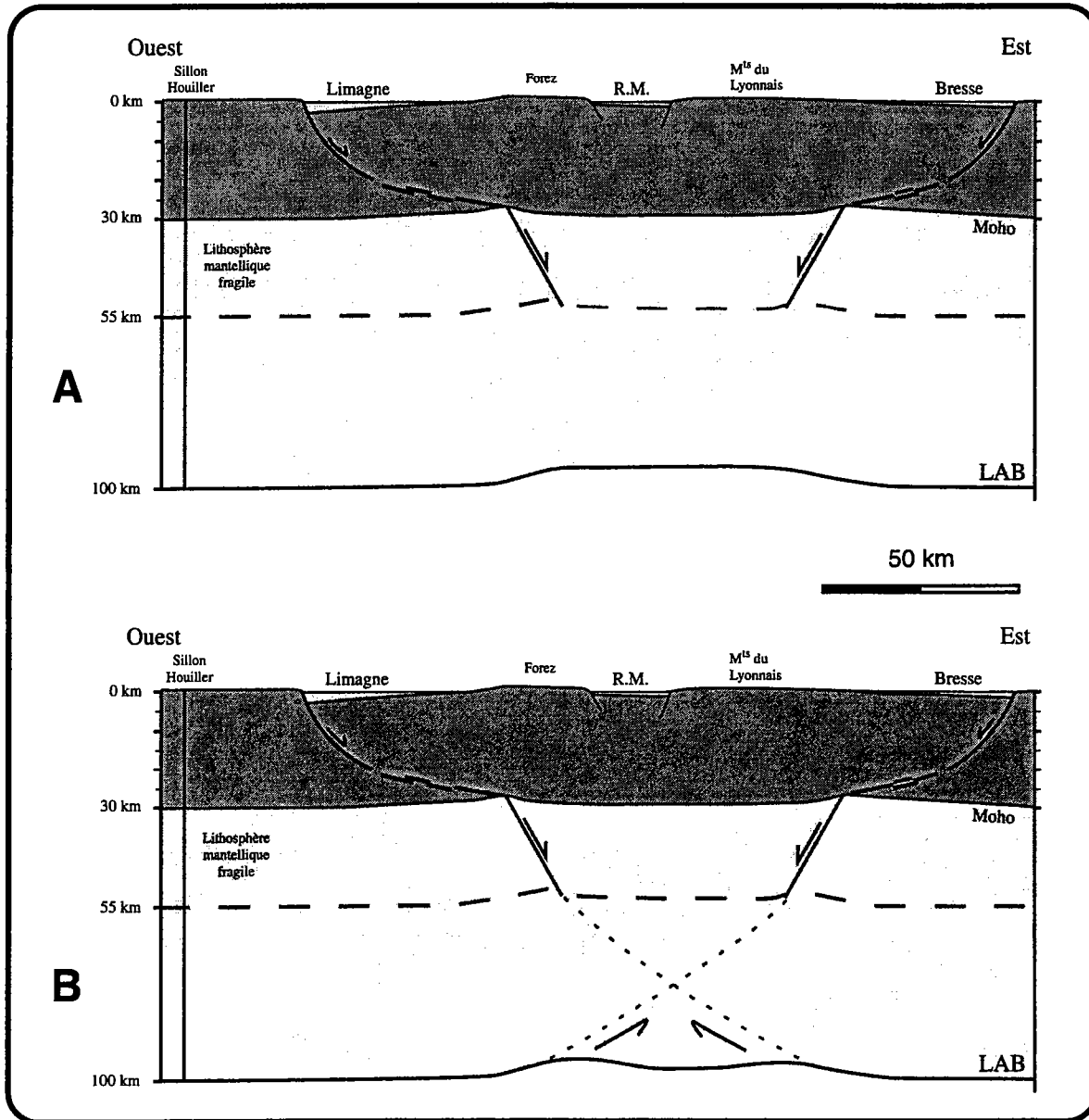
*Figure 115: Coupe transversale dans une expérience quadricouche modélisant le rifting continental. L'extension induit la création en surface d'un graben symétrique et d'un demi-graben. La remontée de la partie fragile de la lithosphère mantellique et de la base de la lithosphère est contrôlée par le cisaillement majeur lié au graben asymétrique. Le graben symétrique se développe grâce à un cisaillement qui se poursuit dans la partie ductile de la lithosphère mantellique. D'après Beslier, 1991 (réinterprété).*

Appliqués au Massif Central, ces résultats permettent de proposer une coupe à l'échelle lithosphérique (Fig 116). Dans le RMC, les deux ruptures de la lithosphère mantellique peuvent conduire à une remontée du LAB symétrique identique à celle proposée par Reston (1993) en Mer du Nord. Soit la remontée du LAB s'effectue de manière passive (Fig 116a), soit elle est induite par deux cisaillements lithosphériques (Fig 116b). La déformation globale à l'échelle lithosphérique pourrait alors être comparée à un cisaillement pur, lié à deux cisaillements simples lithosphériques et conjugués. Sachant que le volcanisme associé à l'extension est généré par une décompression adiabatique du manteau, l'absence de volcanisme durant cette période peut s'expliquer par une quantité d'extension insuffisante.

### 2.1.2 Extension asymétrique

A partir de l'Oligocène supérieur, l'arrêt de la subsidence dans le graben de la Bresse suggère que le détachement reliant la rupture orientale de la partie fragile de la lithosphère mantellique et la base du graben n'est plus actif. En outre, le développement du volcanisme syn-rift dans la partie occidentale du rift montre que l'amincissement lithosphérique est

localisé à l'aplomb de la Limagne et de la bordure orientale du Forez. La remontée du Moho à l'aplomb de la faille de la Limagne (Zeyen et al., 1997a) constitue enfin le dernier argument en faveur d'une évolution asymétrique.

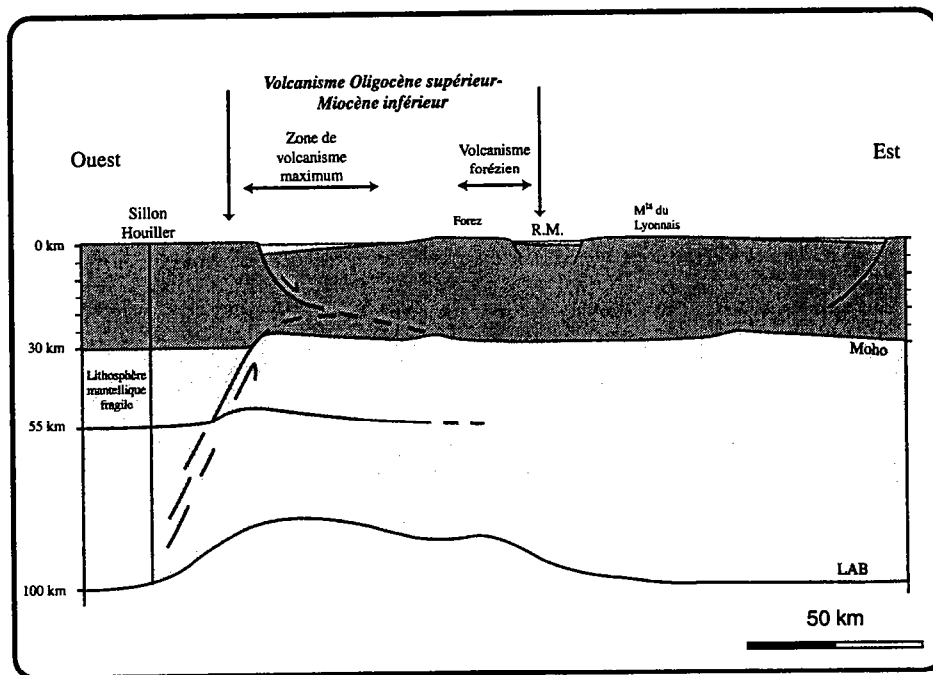


**Figure 116:** Coupe interprétative à l'échelle lithosphérique de l'extension entre le Priabonien et l'Oligocène moyen à l'origine de la symétrie de la partie nord du RMC. Les deux failles bordières du système résulteraient de deux ruptures de la partie fragile de la lithosphère mantellique orientées N-S. A) La limite lithosphère-asthénosphère remonte de manière passive durant l'extension. B) La remontée de l'asthénosphère est favorisée par des zones de cisaillement dans la lithosphère mantellique ductile.

Afin d'expliquer le développement simultané de ces trois caractéristiques, nous proposons d'interpréter la structure du RMC à cette époque comme le résultat de deux zones de cisaillement conjuguées à l'aplomb de la partie occidentale (Fig 117). La première,

uniquement localisée dans la croûte correspond au détachement de la Faille de la Limagne. La seconde, active dans la partie fragile de la lithosphère mantellique induit la remontée du Moho sous le demi-graben de la Limagne et s'enracine également dans la croûte inférieure. Au niveau du demi-graben de la Limagne, l'image de lithosphère est celle d'un "necking" tel qu'il a déjà été proposé dans des modèles analogiques à l'échelle de la lithosphère (Brun et Beslier, 1996). Cette zone de cisaillement d'échelle lithosphérique aurait également entraîné la remontée asymétrique de l'asthénosphère sous la moitié ouest du rift. A cet égard, le Sillon Houiller qui semble être un accident tectonique affectant toute la lithosphère (Fig 8 dans Granet et al., 1995a), a pu constituer la limite occidentale de la déformation.

En considérant à l'Oligocène supérieur une remontée asymétrique du LAB initialement affecté par l'extension symétrique éocène supérieur-oligocène moyen, on obtient un profil du LAB pouvant expliquer la présence de volcanisme dans deux régions distinctes (Limagne et Forez). Le magmatisme alcalin sous-saturé résulterait ainsi d'un faible taux de fusion partielle du manteau (<5%) plus important à l'aplomb du graben de la Limagne que sous la bordure orientale du Forez.



**Figure 117:** Coupe interprétative à l'échelle lithosphérique entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur à l'origine de l'asymétrie de la partie nord du rift. L'activité de deux cisaillements conjugués entraîne la remontée du Moho et du LAB sous la partie occidentale du rift. Le volcanisme dispersé Oligocène supérieur et Miocène inférieur est alors créé par décompression du manteau.

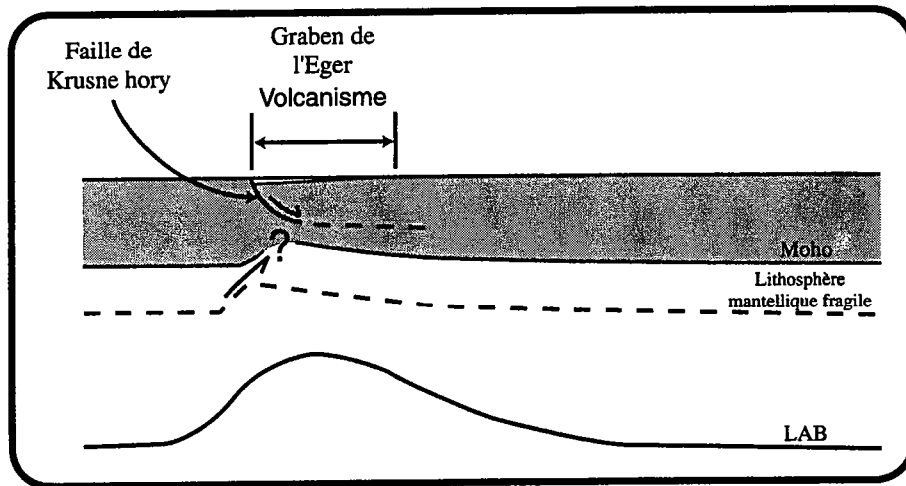
## 2.2 Le graben de l'Eger

Les informations sur la structure profonde du graben de l'Eger sont relativement rares. Seule, une carte de la topographie du LAB à l'échelle européenne suggère un amincissement lithosphérique orienté N60E à l'aplomb du graben (Fig 4 dans Babuska et al., 1987). Les caractéristiques crustales du graben de l'Eger constituent alors les seuls arguments pour définir les modalités d'extension au niveau de la Bohême.

Le volcanisme lié au rift passif et la structure du graben de l'Eger peuvent être comparées à la phase d'extension asymétrique du RMC. De fait, le graben de l'Eger est un graben asymétrique limité par une faille majeure qui a contrôlé la subsidence. Comme en Limagne, le volcanisme syn-rift est localisé au sein du graben. Ces caractéristiques suggèrent que l'amincissement de la lithosphère mantellique lié à l'extension est situé à l'aplomb de l'amincissement crustal.

Dans l'hypothèse du rift par cisaillement pur (i.e. modèle McKenzie), l'asymétrie du graben de l'Eger n'est pas expliquée. De même, en considérant le modèle proposé par Wernicke (1981) et modélisé expérimentalement pour de très faibles vitesses d'extension (Fig 30 dans Beslier, 1991), le volcanisme syn-rift lié à la décompression du manteau devrait se développer sur la bordure du graben opposée à la faille majeure. Ces deux évolutions n'étant pas celles du graben de l'Eger et malgré l'absence de données précises sur le profil du Moho, nous proposons d'appliquer au graben de l'Eger, le mode d'extension défini pour la phase asymétrique du RMC. Le développement du graben et du volcanisme serait alors le résultat de deux cisaillements conjugués induisant un necking de la lithosphère (Fig 118). Selon cette hypothèse, le cisaillement global serait de type *pur shear*.

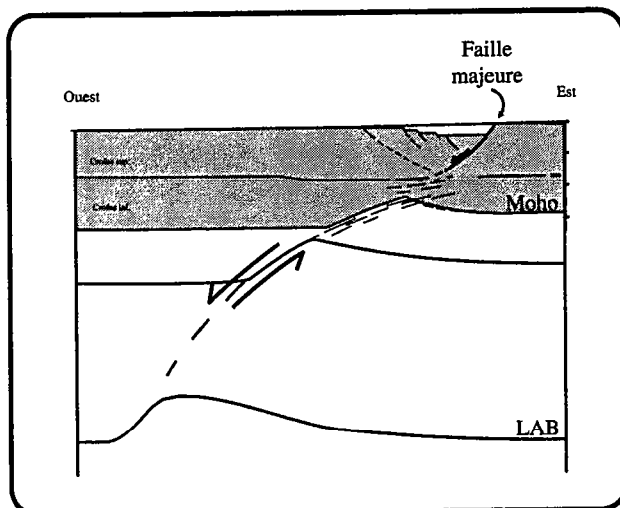
La faible quantité de subsidence au sein du graben suggère une extension relativement limitée. En revanche, le développement du volcanisme semble indiquer un amincissement sensible de la lithosphère mantellique. Le découplage de la déformation au niveau de la croûte et de la lithosphère mantellique tel qu'il a été défini par Fleitout (1984) est à même d'expliquer la présence de volcanisme dans une zone crustalement peu amincie.



**Figure 118:** Coupe schématique interprétative à l'échelle lithosphérique du graben de l'Eger. Le développement du volcanisme syn-rift au centre du graben suggère un amincissement de la lithosphère mantellique à l'aplomb de la structure. Les deux zones de cisaillement simple, crustale et lithosphérique, induisent une déformation globale de type cisaillement pur et un necking de la lithosphère.

### 2.3 Le graben du Rhin

La géométrie du graben du Rhin a été modélisée à l'échelle crustale et lithosphérique (Brun, 1999), et serait liée à une rupture unique de la partie fragile de la lithosphère mantellique. Les modèles analogiques montrent qu'un tel graben peut se former dans un régime de cisaillement simple où les amincissements, crustal et lithosphérique, ne sont pas superposés (Fig 119). Dans ce graben où la quantité d'extension crustale est supérieure à celle du graben de l'Eger, l'absence de volcanisme plaide en faveur d'une remontée du LAB insuffisante pour engendrer la décompression adiabatique du manteau.



**Figure 119:** Coupe interprétative à l'échelle lithosphérique au niveau du graben du Rhin. La formation de ce graben serait le résultat d'un cisaillement unique à l'échelle lithosphérique.



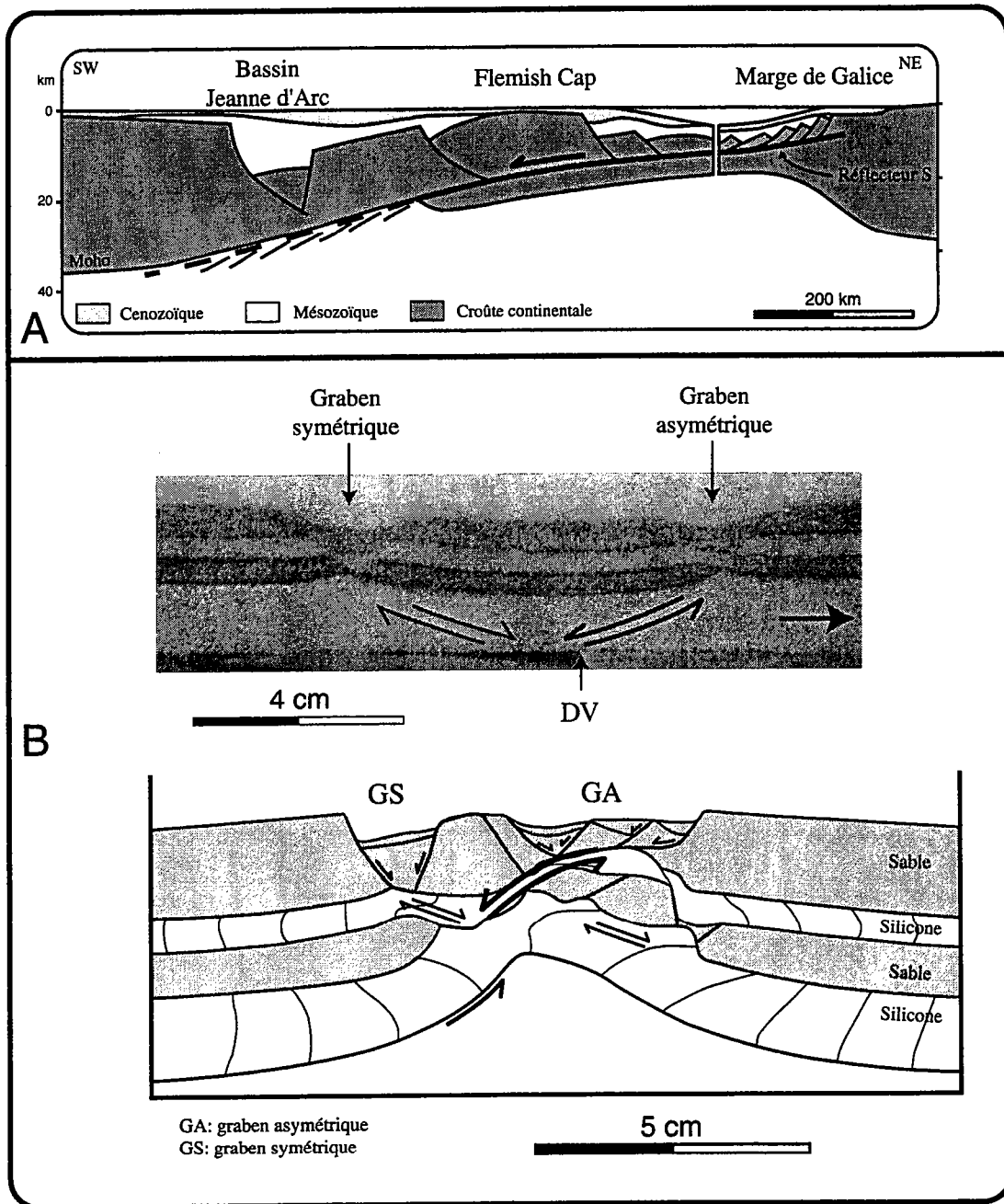
### 3 Modes d'extension dans l'Atlantique Nord et la Mer Rouge

#### 3.1 Rift de l'Atlantique Nord

L'étude des marges passives nord américaine et de Galice s'est largement développée depuis la découverte en surface d'une ride de manteau à proximité de la transition continent-océan au niveau de la marge passive de Galice (Boillot et al., 1980). L'origine de ce manteau est toujours controversée et elle traduit soit la présence d'un diapir asthénosphérique (e.g. Girardeau et al., 1988), soit l'exhumation de la lithosphère continentale lors de l'extension (Kornprobst et al., 1988; Beslier, 1991; Charpentier et al., 1998).

L'imagerie géophysique et les études tectoniques ont permis de reconstituer la géométrie initiale des marges passives conjuguées avant l'océanisation (Fig 120a) (e.g. Tankard et Welsink, 1987). Les deux marges passives sont clairement asymétriques. A l'Ouest, le bassin de Jeanne d'Arc est légèrement symétrique et la croûte remonte progressivement jusqu'au Flemish Cap. A l'Est, la marge de Galice est fortement asymétrique et est composée de nombreux blocs basculés. Cette géométrie avec un graben globalement symétrique (i.e. Bassin Jeanne d'Arc) couplée à un graben asymétrique (i.e. Marge de Galice) est comparable à celle obtenue dans les expériences analogiques aux échelles crustale et lithosphérique (Fig 120b). En outre, l'absence d'amincissement sensible entre ces deux grabens est compatible avec les modèles expérimentaux.

Le rift de l'Atlantique Nord pourrait donc être le résultat d'une rupture unique de la partie fragile de la lithosphère mantellique, responsable de la création de la paire de grabens, symétrique et asymétrique. Dans cette hypothèse, le réflecteur S mis en évidence à la base des blocs basculés serait la trace, au niveau de la croûte ductile, du cisaillement majeur à l'origine de la déformation crustale (Beslier et al., 1990) et de la remontée asthénosphérique. La déformation extrême de la lithosphère mantellique à l'aplomb de la marge de Galice indique un second cisaillement, dextre, de la partie supérieur du manteau (Girardeau et al., 1988; Beslier et al., 1990). Cette zone de cisaillement pourrait correspondre à la continuité dans le manteau, du cisaillement associé au graben symétrique (Fig 120b).

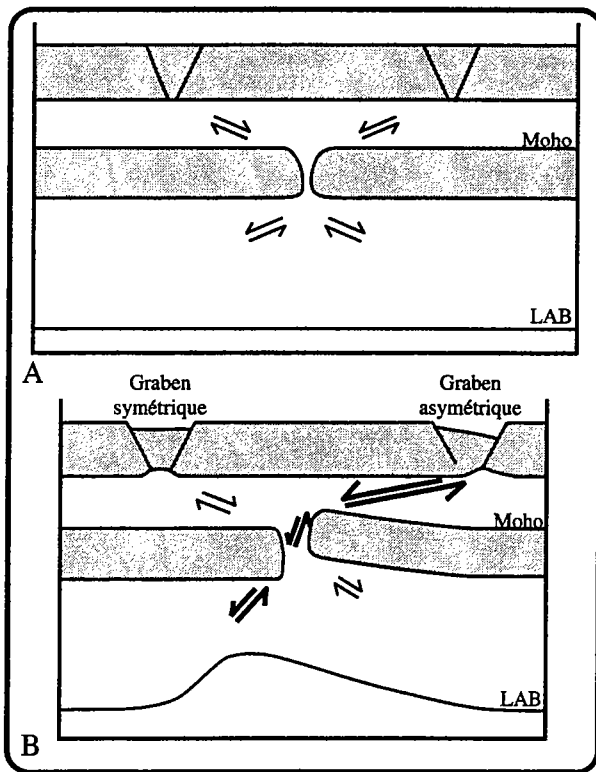


**Figure 120:** A) Reconstitution de la géométrie des marges passives conjuguées de Galice et de Grand Bancs avant océanisation. A l'Ouest, le Bassin de Jeanne d'Arc correspond à un graben globalement symétrique et la marge de Galice forme un graben asymétrique. D'après Tankard et Welsink, 1987. B) Coupes des expériences à l'échelle crustale et lithosphérique (d'après Beslier, 1991). Pour un rapport de résistance faible et une seule discontinuité de vitesse, il se crée deux grabens, symétrique et asymétrique.

A l'échelle crustale, la déformation dans la partie ductile serait relativement symétrique (cf expériences crustales avec un faible rapport de résistance). Elle serait induite par deux cisaillements conjugués reliant la rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique et la base de chaque graben. A l'échelle lithosphérique, la remontée de

l'asthénosphère pourrait être contrôlée par le cisaillement majeur lié au demi-graben. Le cisaillement associé au graben symétrique n'aurait alors qu'un rôle local.

Ce mode d'extension met donc en jeu, de part et d'autre de la partie fragile de la lithosphère mantellique, deux cisaillements conjugués dont le jeu contemporain, s'il était équivalent, mimerait une déformation de type cisaillement pur (Fig 121a). Néanmoins, les modèles analogiques et la déformation globale des marges passives au niveau de l'Amérique du Nord et de la Galice, suggèrent une asymétrie de la déformation avec une prédominance du cisaillement associé au demi-graben (Fig 121b). Il apparaît ainsi une symétrie de miroir inverse centrée sur la partie fragile de la lithosphère mantellique. Un tel modèle montre de réelles ressemblances avec le modèle de cisaillement simple proposé par Wernicke (1985).



*Figure 121: A) Stade initial de la déformation avec la création de cisaillement conjugués d'importance égale. B) Par la suite, le cisaillement majeur associé au graben asymétrique contrôle la déformation globale.*

### 3.2 Rift de la Mer Rouge

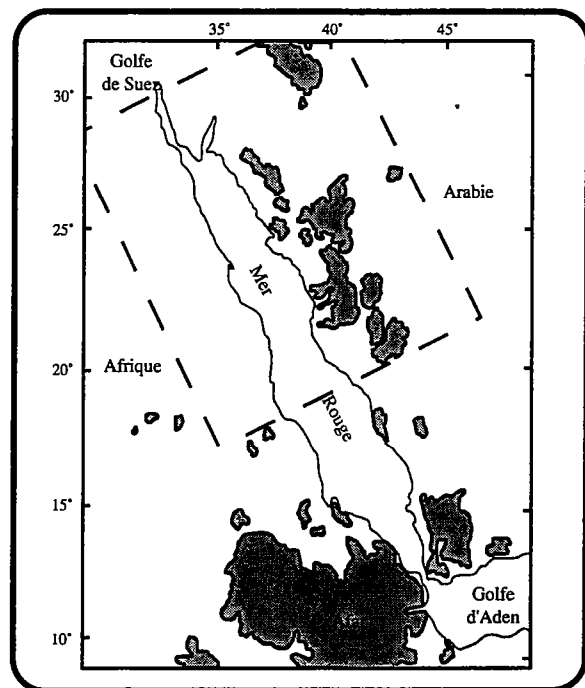
Le rift de la Mer Rouge résulte d'une extension relativement récente qui a vraisemblablement débuté à l'Oligocène inférieur et se poursuit actuellement (Bohannon et al., 1989; Dixon et al., 1989). Situé entre le Golf de Suez et le triangle de l'Afar, ce rift est

linéaire et a subi dans sa terminaison sud des interactions importantes avec le point chaud de l'Afar.

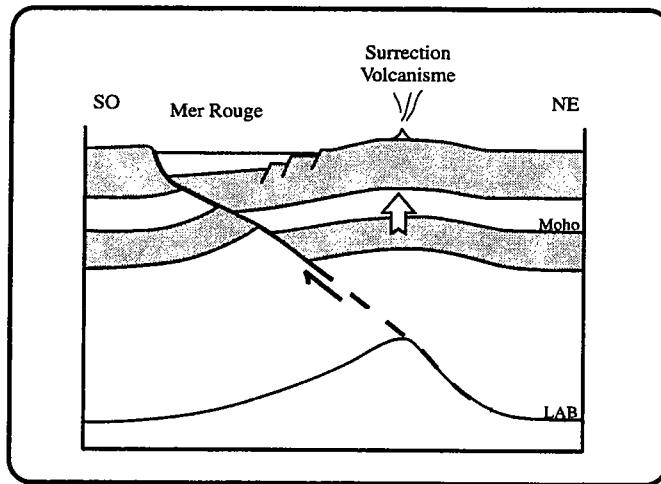
Depuis l'Oligocène, la succession de l'extension, du volcanisme puis de la surrection est compatible avec une évolution de type rift passif (Bohannon et al., 1989).

L'extension a engendré une subsidence asymétrique, décalée vers la bordure occidentale du rift (Fig 122). Le volcanisme associé se situe uniquement sur la bordure orientale. La topographie de part et d'autre du graben est asymétrique avec une surrection importante de la bordure orientale (Cochran et Martinez, 1988; Dixon et al., 1989). Enfin, le long d'une coupe transversale au rift, le flux de chaleur présente un pic centré sur la ride (Cochran et Martinez, 1988).

**Figure 122:** Carte du rift de la mer rouge. Le cadre en pointillé représente la région affectée uniquement par le rifting passif. Le volcanisme associé au rifting est localisé sur la bordure orientale du rift.



Cette différentes caractéristiques plaident toutes en faveur d'une extension contrôlée par un cisaillement simple (Fig 123). En effet, le profil topographique et le flux de chaleur sont identiques au cas théorique calculé dans l'hypothèse d'une extension contrôlée par un cisaillement simple (Buck et al., 1988) (Fig 114). Le développement du volcanisme serait alors lié à la remontée du manteau sous la bordure orientale du rift. Il existerait ainsi un décalage entre les amincissements de la croûte et de la lithosphère mantellique.



**Figure 123:** Coupe interprétative à l'échelle lithosphérique du rift de la Mer Rouge durant les stades initiaux de l'extension (i.e. avant océanisation). La déformation est contrôlée par un cisaillement simple à l'échelle lithosphérique qui induit la remontée de l'asthénosphère. L'amincissement de la lithosphère mantellique à l'aplomb d'une croûte non amincie engendre une surrection et un volcanisme en surface.

Comparé à nos modèles expérimentaux à l'échelle crustale, le développement du rift de la Mer Rouge aurait été induit par une seule rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique. La présence d'un unique demi-graben peut s'expliquer par un rapport de résistance important entre les parties fragile et ductile de la croûte. Ce mode d'extension correspond au modèle de Wernicke (1985) avec un cisaillement simple à l'échelle lithosphérique.



## 4 Discussion

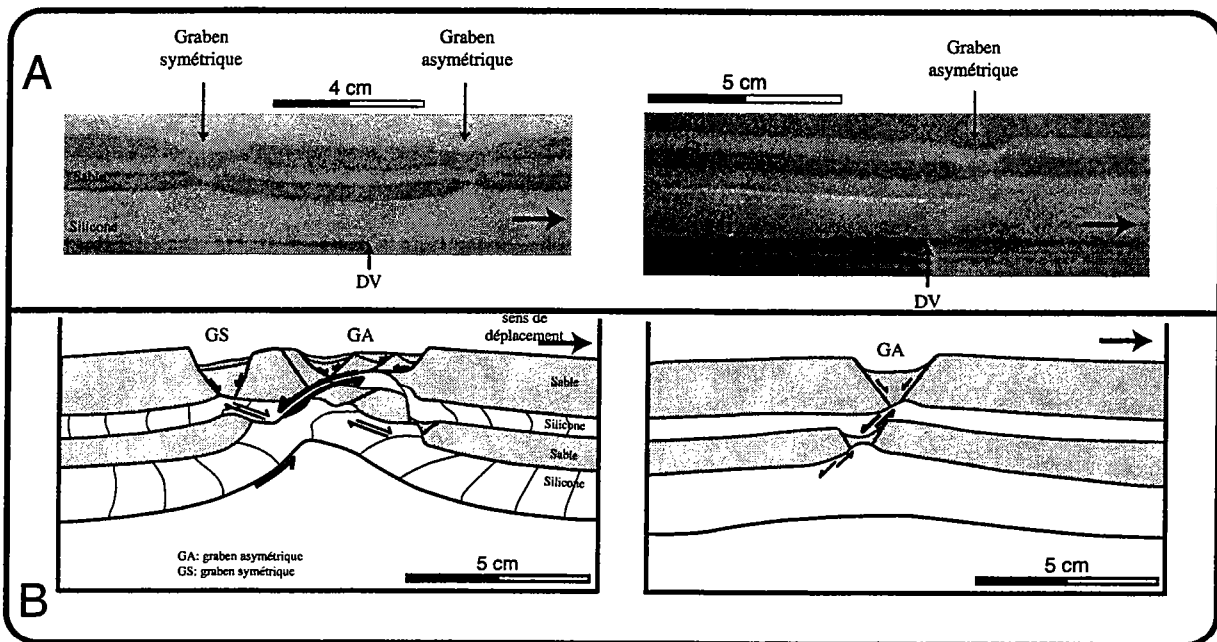
L'analyse couplée des données géologiques et géophysiques, et des résultats expérimentaux permet de déterminer deux modes d'extension différents lors du rifting continental.

### 4.1 Cisaillement simple lithosphérique

Les modèles expérimentaux à l'échelle crustale avec une discontinuité de vitesse ont montré que pour des rapports de résistance forts et faibles, une rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique pouvait engendrer respectivement la création d'un unique graben asymétrique ou d'une paire de grabens, symétrique et asymétrique (Fig 124a). Ces deux géométries différentes se produisent également dans les modèles analogiques à l'échelle lithosphérique (Fig 124b) (Beslier, 1991). Le graben unique apparaît dans les expériences à faible vitesse d'extension (i.e. fort rapport de résistance), tandis que les deux grabens se développent pour des vitesses plus importantes (i.e. faible rapport de résistance). Ces modèles analogiques à l'échelle lithosphérique montrent que, quel que soit le nombre de grabens en surface, la déformation globale est principalement liée à un cisaillement simple majeur qui peut contrôler la remontée du LAB (Fig 124b).

Lorsque le rapport de résistance entre les parties fragile et ductile est fort (i.e. faible vitesse d'extension) et que la déformation est induite par une rupture unique de la partie fragile de la lithosphère mantellique, ce mécanisme est à même d'expliquer la déformation au niveau du graben du Rhin et de la Mer Rouge (Fig 125). A l'échelle lithosphérique, il existe un décalage entre les amincissements de la croûte et de la lithosphère mantellique. Dans la Mer Rouge, la quantité d'extension plus importante que dans le Rhin peut être à l'origine du volcanisme sur la bordure orientale du rift. Dans le graben du Rhin et la Mer Rouge, le régime tectonique est typiquement celui défini par Wernicke (1985) (i.e. cisaillement simple). Dans l'hypothèse de deux ruptures simultanées, il devrait se créer (i) deux grabens asymétriques opposés tels que l'ont montrés nos modèles analogiques, (ii) une remontée de l'asthénosphère

au centre du système et (iii) un cisaillement pur global à l'échelle lithosphérique lié aux deux cisaillements conjugués (Fig 126).

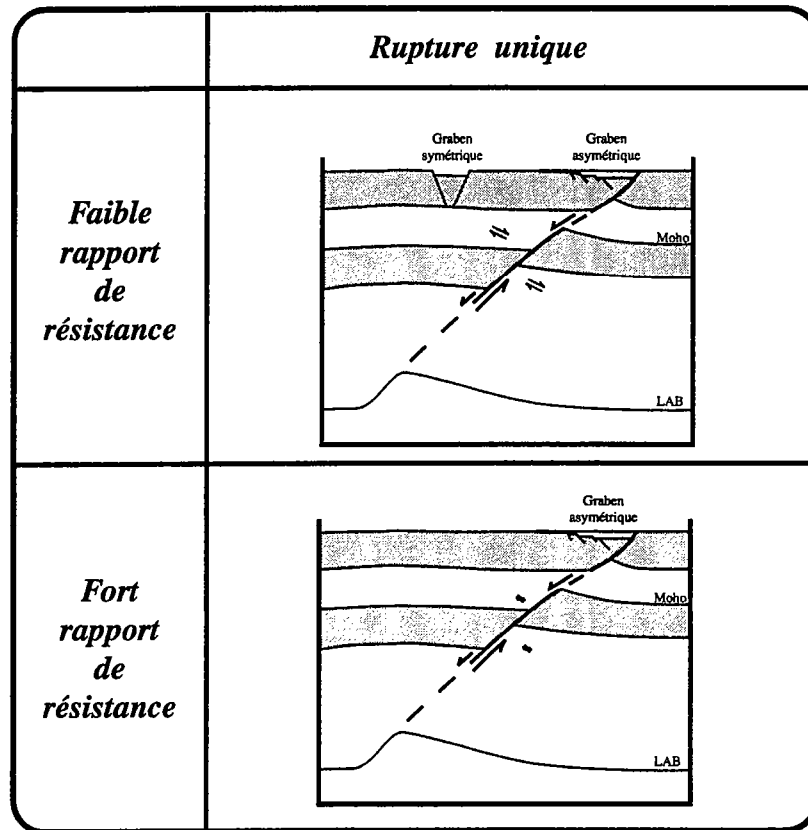


**Figure 124:** Modèles analogiques à l'échelle crustale (A) et lithosphérique (B) montrant la formation d'un graben asymétrique unique ou de deux grabens, symétrique et asymétrique. Ces deux systèmes de grabens semblent liés à la création d'une zone de cisaillement simple à l'échelle lithosphérique. (Modèles lithosphériques d'après Beslier, 1991).

Pour un faible rapport de résistance entre les parties fragile et ductile (i.e. vitesse d'extension importante) et une rupture unique de la partie fragile de la lithosphère mantellique, la déformation de la lithosphère est comparable à celle des marges passives conjuguées de l'Atlantique Nord (Galice et Grand Bancs) (Fig 125). Dans l'Atlantique Nord, la déformation présente de fortes analogies avec le modèle de cisaillement simple. Néanmoins, les cisaillements associés au graben symétrique imposent une certaine symétrie et une impression de necking de l'ensemble de la lithosphère.

Pour deux ruptures simultanées de la partie fragile de la lithosphère mantellique, la géométrie de la structure varie en fonction de la distance initiale entre les deux ruptures (cf Chapitre 3) (Fig 126). Pour une distance initiale de  $50 \pm 10$  km entre les ruptures, la géométrie correspond à celle du Rift du Massif Central (Fig 126). Dans le Massif Central, la double rupture du manteau génère une déformation symétrique liée aux deux cisaillements simples opposés et donc un cisaillement pur à l'échelle lithosphérique.

Cette étude montre que pour une rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique, la déformation globale est de type cisaillement simple. Lorsqu'il se produit deux ruptures simultanées, la structure globale symétrique est induit par un cisaillement pur à l'échelle lithosphérique.



*Figure 125: La géométrie des grabens en surface obtenue lors d'une seule rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique varie en fonction du rapport de résistance entre les parties fragile et ductile de la croûte.*

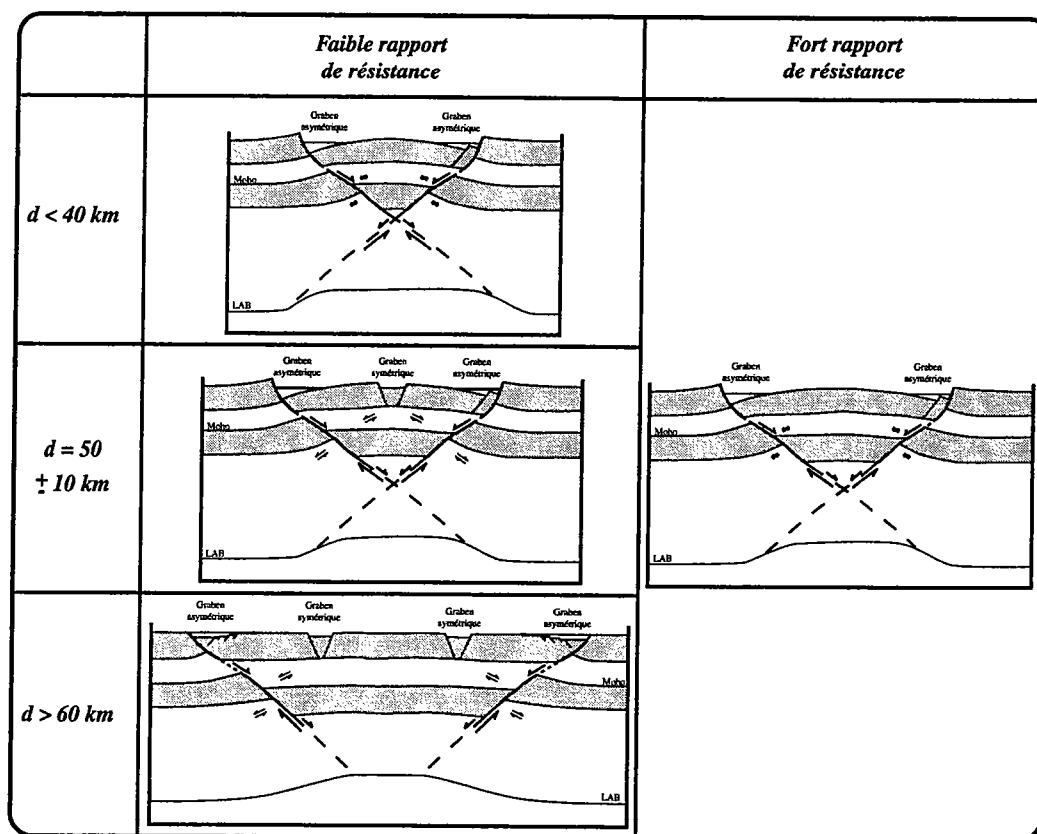


Figure 126: La géométrie des grabens en surface obtenue lors de deux ruptures de la partie fragile de la lithosphère mantellique varie en fonction du rapport de résistance et de l'espacement entre les deux ruptures.

## 4.2 "Necking" lithosphérique

L'étude de l'évolution asymétrique du Rift du Massif Central et du graben de l'Eger suggère un second mode d'extension à l'échelle lithosphérique. En effet, le développement du volcanisme syn-rift au sein des zones d'amincissement crustal rend compte d'un amincissement de la lithosphère mantellique à l'aplomb des grabens. Dans le graben de la Limagne, la remontée du LAB serait le résultat d'un cisaillement lithosphérique à l'origine de l'inflexion du Moho à l'aplomb de la faille de détachement.

La zone de cisaillement mantellique et la faille bordière du graben peuvent ainsi être interprétées en terme de cisaillements conjugués à l'origine du *necking* de la lithosphère (Fig 117 et 118). Les amincissements de la croûte et de la lithosphère sont alors superposés et engendrent une décompression adiabatique du manteau plus efficace que dans le modèle de cisaillement simple décrit ci-dessus. La déformation finale induite par ce mode d'extension (i.e. comparable à un cisaillement pur d'échelle lithosphérique) ressemble à celle décrite par Govers et Wortel (1993) dans le cas d'une extension post-orogénique.









## CHAPITRE 5

# ***Géodynamique du Rift Ouest-Européen***

**Résumé:**

La répartition spatiale du ROE concentriquement autour des Alpes suggère un lien étroit entre ces deux systèmes géologiques. La chaîne alpine résulte de la succession de deux phases de compressions majeures. Du Crétacé supérieur au Paléocène, la collision entre l'Afrique et l'Europe génère un premier épaississement crustal et du métamorphisme de HP (Sesia). Cet événement est globalement synchrone de la phase volcanique pré-rift et de la surrection des provinces volcanisées. Les contraintes exercées dans la lithosphère lors de cet épisode sont à même d'expliquer un flambage lithosphérique en avant de la chaîne et un très faible taux de fusion du manteau (i.e. volcanisme pré-rift). A partir de l'Eocène, une seconde phase de compression induit un épaississement crustal important et la formation d'une profonde racine lithosphérique. Les modèles numériques montrent que la création d'une racine lithosphérique induit une force gravitaire verticale et de l'extension dans la lithosphère adjacente. Appliqué au Alpes, ce modèle permet d'expliquer l'extension perpendiculaire à la chaîne alpine dès le Priabonien et qui mime une évolution de type rift passif. Simultanément, la lithosphère prend la place de l'asthénosphère qui flue vers les régions périphériques. Le fluage asthénosphérique initié par la racine peut entraîner un apport de matériel chaud à la base de la lithosphère périphérique. Cet apport de chaleur sous la lithosphère générerait une érosion thermomécanique de la limite lithosphère-asthénosphère. Il s'ensuit une accentuation du volcanisme par fusion du manteau lithosphérique et un déséquilibre isostatique qui se traduit par la surrection de l'ensemble de la lithosphère. Dans le ROE, cette évolution permet d'expliquer la phase de "rift actif". Le fluage de l'asthénosphère et l'érosion thermique de la lithosphère sont des processus lents qui sont vraisemblablement à l'origine du décalage entre les deux épisodes de rift: le rift passif et le "rift actif".

# CHAPITRE 5

## Sommaire

<b>1. Introduction</b>	<b>221</b>
<b>2. Interprétations précédentes du ROE</b>	<b>222</b>
2.1 Modèles "tectoniques"	222
2.2 Modèles "mantelliques"	225
2.3 Conclusions	226
<b>3. Les Alpes: cause du ROE?</b>	<b>228</b>
3.1 Evolution de la chaîne alpine	228
3.2 Structures et conséquences alpines	231
3.2.1 La racine lithosphérique	231
3.2.2 Fluage asthénosphérique	234
3.2.3. Conclusions	234
<b>4. Interprétations du ROE</b>	<b>236</b>
4.1 Phases pré-rift et éo-alpine	236
4.2 Phase majeure alpine et ROE	237
4.2.1 Le Rift Passif	238
4.2.2 Le Rift "Actif"	240
<b>5. Conclusions</b>	<b>242</b>



## **The formation of the West European Rift: A new model as exemplified by the Massif Central area**

Olivier MERLE and Laurent MICHON

**Abstract:** The tectonic evolution of the Tertiary rifting event in the Massif Central is summarized taking into account all relevant geological data. It is shown that the rifting event in the Tertiary is two-fold. The tectonic evolution of the first stage strongly suggests a passive rifting, whereas the second stage displays the classical evolution of active rifting. To understand this tectonic paradox, a new model is discussed taking into account the Tertiary evolution of the Alpine chain. It is shown that the formation of a deep lithospheric root may have important mechanical consequences on the adjacent lithosphere. The downward gravitational force acting on the descending slab may induce coeval extension in the surrounding lithosphere. This could trigger graben formation and sedimentation at sea level followed by volcanism as expected for passive rifting. In the meantime, the descending lithospheric flow induces a flow pattern in the asthenosphere which can bring up hot mantle to the base of the adjacent lithosphere. Slow thermal erosion along the base of the adjacent lithosphere may lead to a late stage of volcanism and uplift as expected for active rifting.

Article paru au *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2001, t.172, n°2, pp 213-221.

# 1 Introduction

Le Rift Ouest-Européen tel qu'il a été défini dans l'introduction de ce mémoire est limité au Nord par le Rift de la Mer du Nord, et au Sud, par le Rift NO Méditerranéen. Cette répartition du ROE diffère de celle proposée lors des études précédentes dans lesquelles le Rift NO Méditerranéen constitue la continuité méridionale du ROE (e.g. Bergerat, 1985; Ziegler, 1992b; Bois, 1993). Les récents travaux effectués sur les grabens du Golfe du Lion et sur la structure profonde de la Méditerranée occidentale, montrent cependant que ce rift est indépendant. La rotation du Bloc Corso-Sarde (18-30 Ma) à l'origine de l'extension est le résultat d'un phénomène de "roll-back" lié à la subduction à l'Est de la Corse (Carminati et al., 1998; Séranne, 1999).

La création des grabens du ROE entre l'Eocène et le Miocène inférieur a fréquemment été interprétée comme le résultat de la collision entre l'Afrique et l'Europe. La présence du volcanisme depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'actuel est encore mal comprise. Dans les études précédentes, l'interaction entre extension et volcanisme est soit totalement absente (Carey-Gailhardis et Mercier, 1992; Bergerat, 1985), soit le rifting est uniquement lié à un point chaud (Hoernle et al., 1995).

Nous présenterons dans un premier temps les différentes interprétations proposées précédemment pour expliquer l'extension et le volcanisme du ROE. Etant donné les relations géométriques étroites qu'il existe entre le ROE et les Alpes, nous synthétiserons ensuite l'évolution cénozoïque de la chaîne alpine. Finalement, nous proposerons une évolution géodynamique globale à l'origine des grabens et du volcanisme du ROE.

## 2 Interprétations précédentes du ROE

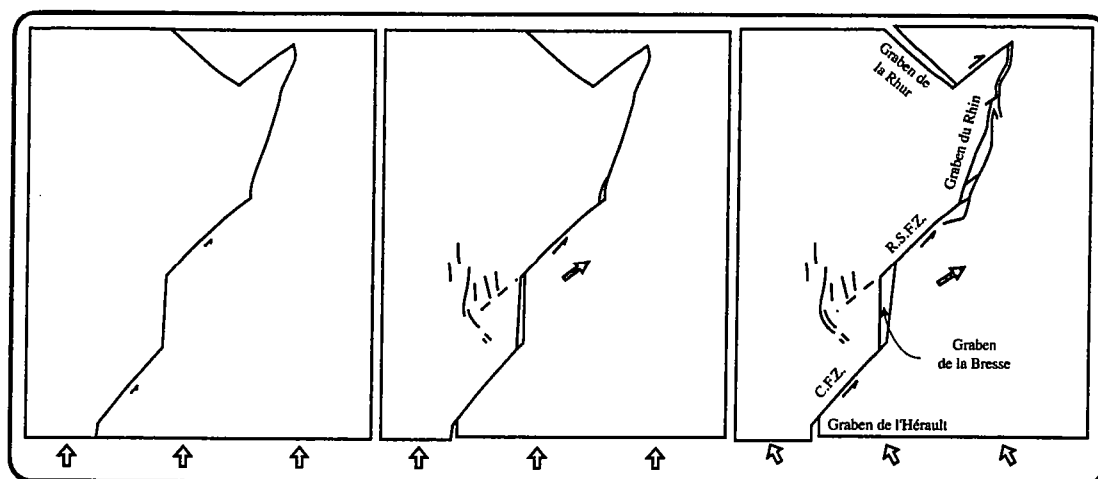
### 2.1 Modèles "tectoniques"

La désignation modèle "tectonique" englobe les interprétations où la formation des grabens est principalement étudiée et où le volcanisme n'est pas toujours pris en compte.

Parmi les différentes interprétations proposées durant les dernières décennies, un certain nombre envisage la collision entre l'Afrique et l'Eurasie comme le moteur de l'extension. Selon Tapponnier (1977), le raccourcissement N-S initiée à partir de la fin du Crétacé inférieur, s'est intensifiée et a induit la disparition de la Thetys. A partir de l'Oligocène, la compression N-S est à l'origine des grabens qui affectent toute l'Europe occidentale. Le volcanisme alcalin associé aux grabens serait alors le résultat de la fissuration de la lithosphère (Tapponnier, 1977).

Selon Caire (1977), la compression N-S entre l'Afrique et l'Europe serait également à l'origine du rifting au niveau de la Bresse, des Limagnes et du graben du Rhin. La création de ces fossés serait liée à un méga-cisaillement sénestre orienté N40-50E et les fossés pourraient être comparés à des méga-fentes de tension (Caire, 1977). Une interprétation analogue envisage que les grabens de l'Hérault, de la Bresse et du Rhin, soient des fossés en pull-apart relayés par des cisaillements sénestres N40-50E (Fig 127) (Chorowicz et Deffontaines, 1993).

A ces trois hypothèses "tectoniques" s'ajoute celle de Bergerat (1985) établie à partir de l'analyse microtectonique systématique de plusieurs provinces du ROE. A l'Eocène, une compression N-S, commune à l'Afrique du Nord et à l'Europe, réactive en décrochement les failles principales du ROE (graben de l'Eger exclu). A l'Oligocène, le déplacement brutal du pôle de rotation Afrique/Eurasie vers l'Atlantique sud est lié à la décroissance du taux d'expansion entre Amérique du Nord et Afrique par rapport à l'ensemble Amérique du Nord-Eurasie (Bergerat, 1985). Il s'ensuit un mouvement dextre entre l'Afrique et l'Eurasie et une extension E-O dans la plaque Europe, à l'origine des fossés du ROE (Graben de l'Eger exclu). L'extension cesse à la fin de l'Oligocène car le pôle de rotation Afrique-Eurasie s'est redéplacé vers sa position éocène (i.e. à l'Ouest du Portugal) (Bergerat, 1985).



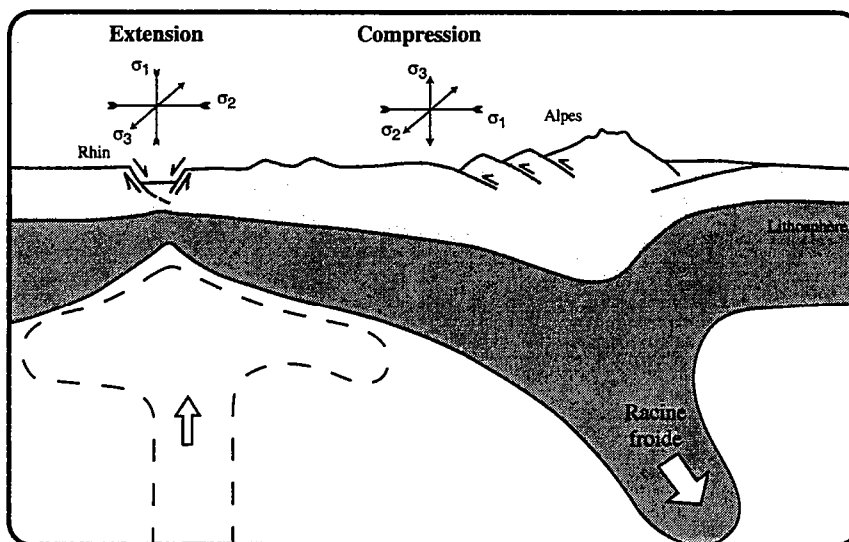
**Figure 127:** Evolution des grabens de l'Hérault, de la Bresse et du Rhin selon Chorowicz et Deffontaines (1993). A) A l'Eocène supérieur, la compression N-S réactive les failles majeures hercyniennes. B) A l'Oligocène, les bassins en pull-apart se forment vers le Nord. Le bloc SO est supposé fixe et le déplacement est localisé dans le bloc NE. C) Depuis le Miocène supérieur, l'orientation de la compression a varié (de N-S à N150-160E) et a entraîné l'ouverture du graben de la Rhur et de la partie nord du graben du Rhin.

L'analyse des données géologiques et géophysiques du ROE a également conduit certains auteurs à proposer deux évolutions relativement similaires du rift en discutant du rôle de la chaîne alpine sur le développement du volcanisme et de l'extension (Ziegler, 1992b et 1994; Bois, 1993). L'extension au niveau des grabens peut être expliquée par une évolution de type rifting passif. Le volcanisme et la surrection des différentes provinces rendent compte de la remontée ultérieure du manteau à la base de la lithosphère. L'épisode de rifting passif aurait été initié par la compression N-S et la subsidence des principaux fossés serait induite par une réorganisation des contraintes au niveau de l'ensemble Afrique-Europe (Ziegler, 1994). La collision alpine aurait constitué un frein à la poursuite de l'extension et pourrait avoir induit un flambage dans l'avant-pays de la chaîne à l'origine du volcanisme (Ziegler, 1992b; Bois, 1993).

Le modèle le plus précis pour expliquer la formation du ROE et le volcanisme associé a été proposé par Luce Fleitout (1984) sur la base de modélisations numériques testant le rôle des anomalies de densité dans la lithosphère. L'évolution contemporaine des Alpes et du ROE suggère un lien étroit entre ces deux systèmes géologiques. D'après Fleitout, le volcanisme pré-rift et le bombement Paléocène du Massif Central seraient liés à l'ouverture du Golfe de Gascogne et à la remontée de matériel mantellique chaud. A l'Oligocène, une extension E-O

initiée par des forces créées aux limites des plaques, aurait induit la formation des différents grabens du ROE. Les failles normales n'auraient pas affecté la chaîne alpine car l'anomalie de densité liée la racine lithosphérique aurait été à même de générer un champ de contraintes local compressif. A partir de la fin du Miocène, une nouvelle phase de compression alpine a entraîné (i) le plongement de la racine lithosphérique sous la chaîne et (ii) de l'extension au niveau de la lithosphère mantellique sous le Massif Central. Le découplage entre la croûte et la partie mantellique de la lithosphère expliquerait l'absence d'extension au niveau de la partie crustale du Massif Central. L'amincissement de la lithosphère mantellique et le plongement de la racine lithosphérique sous les Alpes ont induit une remontée de matériel mantellique chaud à l'origine de la Phase Volcanique Majeure.

Finalement, nous noterons qu'un dernier modèle, inspiré de celui de Fleitout et Froidevaux (1982), établi à partir de l'étude du graben du Rhin propose que l'extension à l'origine du fossé ait pu être induite par les contraintes associées au plongement de la racine lithosphérique froide sous les Alpes (Fig 128) (Carey-Gailhardis et Mercier, 1992). Ce modèle n'est cependant pas appliqué à l'ensemble des grabens du ROE et n'explique pas le développement du volcanisme.



**Figure 128:** Schéma expliquant le synchronisme entre la formation des Alpes et du graben du Rhin. L'extension au niveau du graben du Rhin est liée aux forces induites par l'enfoncement de la racine lithosphérique froide sous les Alpes. D'après Carey-Gailhardis et Mercier, 1992.

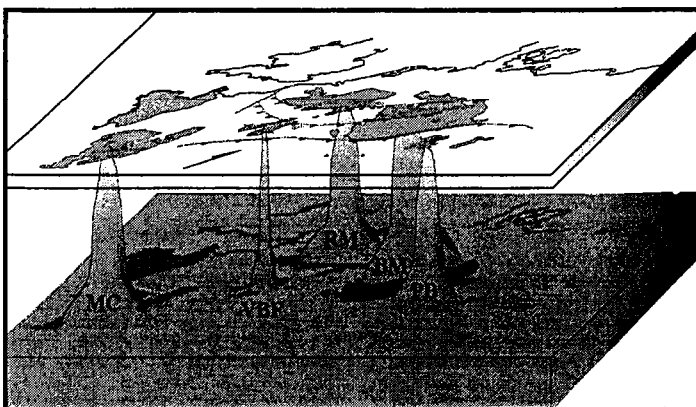


## 2.2 Modèles "mantelliques"

Les modèles "mantelliques" constituent le second pôle pour expliquer en partie le ROE. Dans ces modèles, la présence du volcanisme dans les différentes provinces du rift est interprétée comme la signature d'un ou plusieurs points chauds sous-jacents. Le lien entre la création des grabens et le volcanisme n'est pas toujours discuté.

Nous avons décrit dans le Chapitre 1, l'évolution des idées à propos du point chaud sous le Massif Central. Dans cette région, la présence d'une anomalie mantellique fut récemment démontrée et est confortée par des données de géochimie isotopique. Des études analogues ont été entreprises dans les autres segments du ROE et à l'échelle de l'Europe. Basée sur des données géochimiques et de tomographie, Hoernle et al. (1995) ont proposé d'expliquer le développement du volcanisme de l'Atlantique Est (i.e. Iles Canaries), de la Méditerranée et de l'Europe par un panache mantellique issu de la limite manteau inférieur/supérieur et situé actuellement à une centaine de kilomètres de profondeur. L'extension du ROE pourrait être le résultat de l'arrivée du panache à la base de la lithosphère (Hoernle et al., 1995).

La taille et la profondeur de ce panache mantellique ont été remis en cause par Granet et al. (1995b). Ces auteurs envisagent d'expliquer le volcanisme par la présence d'une anomalie mantellique (comparable au panache de type Hawaii), localisée à 400 km sous la plaque Europe (Fig 129). Cette anomalie mantellique aurait nourri de nombreux diapirs de tailles réduites, à l'origine des différentes provinces magmatiques (i.e. Massif Central, Massif Rhénan, Massif Bohémien). La remontée du manteau anormal depuis le panache à 400 km de profondeur aurait pu se faire (i) selon un procédé comparable aux diapirs de sel, (ii) par déstabilisation du panache lors de la collision alpine ou (iii) suite à des instabilités mantelliques liées à l'extension (Granet et al., 1995b).



**Figure 129:** Représentation schématique de l'anomalie mantellique située à 400 km de profondeur à l'origine des différents diapirs associés aux provinces magmatiques du ROE. D'après Granet et al., 1995b. MC: Massif Central; VBF: Vosges/Forêt-Noire (Kaiserstuhl); RM: Massif Rhénan; BM: Massif Bohémien; PB: Bassin Panonien.

Ce schéma type avec remontée de matériel profond à l'origine du volcanisme, a également été envisagé pour expliquer le volcanisme de la Province Rhénane et d'une partie du magmatisme bohémien (Wedepohl et Baumann, 1999). La succession de quatre périodes d'activité depuis l'Eocène serait liée à quatre remontées ultra-rapides du manteau dont l'origine profonde (i.e. manteau inférieur) serait suggérée par des caractéristiques géochimiques de type OIB (Wedepohl et Baumann, 1999). Le synchronisme du volcanisme dans la Province Rhénane et le Massif Central pourrait être provoqué par les contraintes tectoniques liées aux Alpes. Selon cette hypothèse, l'extension semble n'avoir aucun lien avec le volcanisme et la signature géochimique de type OIB n'est pas obligatoirement liée à une source mantellique profonde (cf Chapitre 1). Suite à une étude des anomalies de gravité au niveau du Massif Rhénan, la remontée de matériel mantellique chaud à la base de la lithosphère a été interprétée comme le résultat probable de la subduction dans l'arc alpin (Drisler et Jacoby, 1983).

Le dernier modèle faisant appel à un panache mantellique pour expliquer le volcanisme du ROE a été proposé récemment par Zeyen et al. (1997b). D'après ces auteurs, la remontée de panaches mantelliques sous l'Europe aurait ponctuellement affaibli la lithosphère sus-jacente. Dans le Massif Central, la différence de géométrie entre les petits grabens dispersés de la partie sud (i.e. bassins du Puy, d'Aurillac) et les grands grabens linéaires de la partie nord, serait la conséquence du réchauffement de la lithosphère de la partie sud par un panache mantellique, avant l'extension (Zeyen et al., 1997b). En outre, Zeyen et al. (1997b) considèrent que la subduction de la lithosphère océanique lors de la phase initiale de l'orogénèse alpine est à même de produire des forces de traction dans la lithosphère adjacente selon un phénomène de *slab pull*. Dans le Massif Central, ces forces auraient été insuffisantes pour induire l'initiation du rifting. Cependant, l'affaiblissement de la lithosphère lors du réchauffement par le panache mantellique aurait pu provoquer l'extension qui aurait ensuite été contrôlée par le régime tectonique lié aux Alpes (Zeyen et al., 1997b).

## 2.3 Conclusions

Il ressort de l'étude des modèles "tectoniques" deux moteurs principaux à l'origine de l'extension du ROE. Soit le rifting passif est lié à une extension E-O commune à la plaque Europe (Fleitout, 1984; Bergerat, 1985; Ziegler, 1992b et 1994; Bois, 1993), soit la création

des grabens est le résultat de la compression N-S (Tapponnier, 1977; Caire, 1977; Chorowicz et Deffontaines, 1993).

Dans les modèles "mantelliques", soit l'extension a été induite par la mise en place d'un panache mantellique en profondeur (Hoernle, 1995; Zeyen et al., 1997b), soit le volcanisme oligocène à actuel est le résultat de diapirs mantelliques ponctuels sans relation obligatoire avec l'épisode extensif (Granet et al., 1995a et b; Wedepohl et Baumann, 1999).

Chaque interprétation présentée ci-dessus soulève un problème qui ne permet pas de généraliser les conclusions à l'ensemble du ROE. En effet, dans les modèles "tectoniques", quel que soit le moteur de l'extension évoqué (i.e. compression N-S ou extension E-O), le graben de l'Eger n'est pas intégré. Son évolution globalement identique à celle du RMC, en fait pourtant un des trois grabens principaux du ROE. L'orientation N60E de ce fossé est un argument fort en défaveur d'une compression N-S ou d'une extension E-O à l'origine du ROE.

Dans les modèles "mantelliques" où la mise en place d'un panache serait la cause de l'extension, le volcanisme pré-rift serait la signature de l'arrivée du matériel mantellique en profondeur. Comparé aux autres points chauds dans le monde (i.e. Islande, Hawaïi, Deccan), le volume de magma émis lors de cette phase initiale (i.e. volcanisme pré-rift) est largement inférieur à celui d'une phase initiale typique. En outre, la répartition de ce volcanisme concentrique autour des Alpes est difficilement conciliable avec la taille et la géométrie du panache en profondeur. Enfin, la signature géochimique de type HIMU peut s'expliquer par l'interaction du volcanisme avec la lithosphère hercynienne (Wilson et Downes, 1991).

Nous pensons donc que ces interprétations ne peuvent expliquer que certaines caractéristiques du Rift Ouest-Européen et qu'elles n'englobent jamais l'ensemble du ROE depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'actuel.

### 3 Les Alpes: cause du ROE?

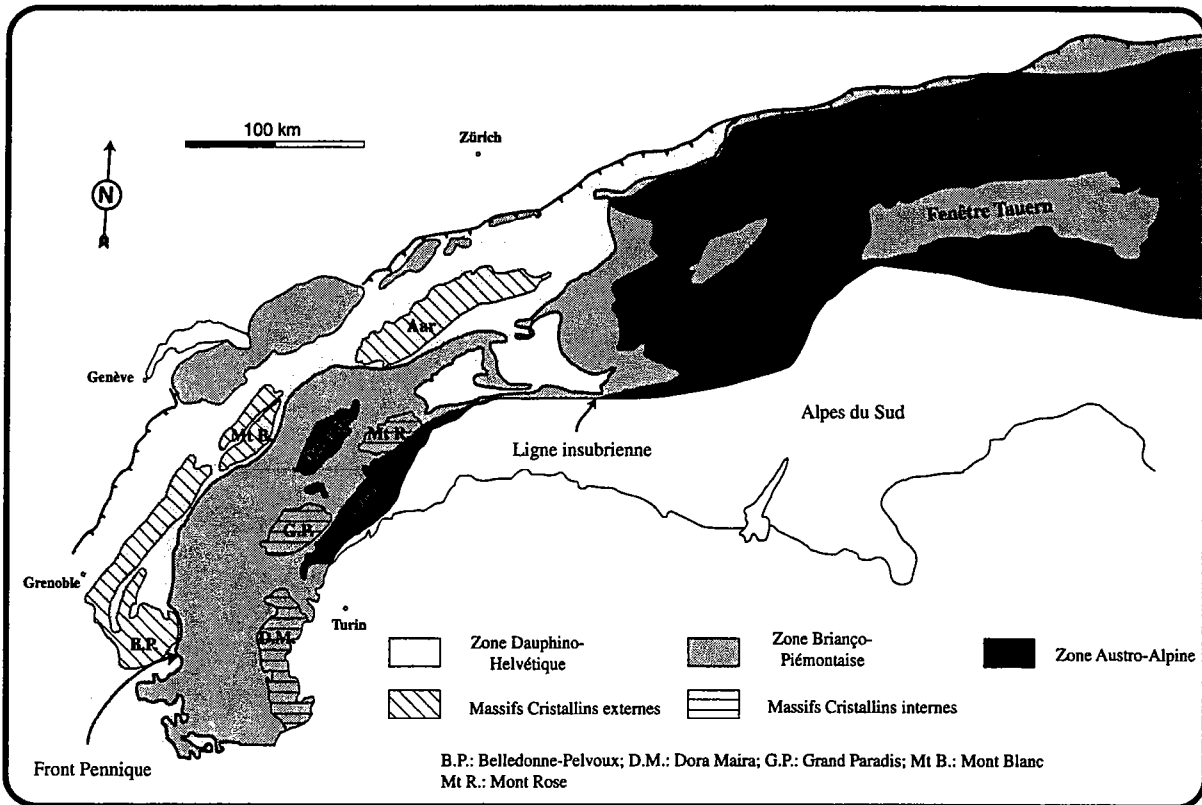
La géométrie du ROE telle qu'elle est définie dans le Chapitre 2, suggère de fortes interactions entre la formation de la chaîne alpine et du Rift Ouest-Européen. La relation spatiale qui existe entre ces deux systèmes géologiques semble indiquer un lien de cause à effet que seule une étude des Alpes peut préciser. Nous synthétiserons dans un premier temps l'évolution de la chaîne à partir des données de la littérature, puis nous tenterons de déterminer qu'elles ont pu être les conséquences de cet orogène dans la lithosphère adjacente.

#### 3.1 Evolution de la chaîne alpine

Les Alpes sont la conséquence de la collision entre l'Afrique et l'Eurasie. Les premiers indices de collision se situent dans les unités Austro-alpines (Alpes Orientales surtout) où des chevauchements E-O et du métamorphisme de HP-BT ont été décrits et datés du Crétacé supérieur (entre 110 et 85 Ma) (Froitzheim et al., 1994; von Blanckenburg et Davies, 1996; Michard et al., 1996).

Entre 75 et 60 Ma, l'accumulation de 2 km de flyschs turbiditiques dans les Alpes orientales suggère une reprise de l'activité tectonique qui se traduit par un changement de direction des chevauchements vers le Nord (Eisbacher et Brandner, 1996; Froitzheim et al., 1996). Dans les unités Austro-alpines des Alpes Occidentales (Sesia), cette phase tectonique est à l'origine d'un métamorphisme de HP-BT conduisant à la formation de provinces éclogitiques (Fig 130). Les âges géochronologiques obtenus sur les minéraux du métamorphisme indiquent un pic de pression à 66 Ma, c'est à dire à la limite Crétacé-Tertiaire (Ramsbotham et al., 1994; Froitzheim et al., 1996; Rubatto et al., 1999). Enfin, dans les Alpes Occidentales, une phase similaire avait été initialement décrite à partir des données de stratigraphie et de tectonique (Caron, 1977). Cette période de compression serait à l'origine du dépôt au Crétacé supérieur des wildflyschs dans la zone interne (zone Piémontaise) (Caron, 1977; Tricart, 1980). Dans les Alpes Occidentales, cette phase qualifiée d'éo-alpine a été tout d'abord confirmée par les datations radiométriques (Monié et Chopin, 1991) et progressivement rejetée car les âges géochronologiques de ces événements métamorphiques

du Crétacé supérieur, ont été réinterprétés et rajeunis à l'Eocène (Tilton et al., 1991; Michard et al., 1996). Malgré la remise en cause de la phase éo-alpine dans la partie occidentale des Alpes, il ressort de cette synthèse une phase éo-alpine datée entre la fin du Crétacé supérieur et le début du Paléocène, et principalement développée dans les zones les plus internes des Alpes (Sesia).



**Figure 130:** Carte schématique des Alpes montrant la répartition actuelle des principales unités métamorphiques liées aux différentes phases tectoniques.

A partir de l'Eocène, les données stratigraphiques et géochronologiques mettent en évidence une reprise d'activité tectonique importante. Dans les Alpes Occidentales, les séries nummulitiques les plus orientales et la plupart des flyschs de la zone interne se terminent par une série chaotique interprétée comme des olistostromes (Kerckhove, 1980, Tricart, 1980). La plupart des olistostromes sont datés du Priabonien et sont associés à la mise en place des nappes de flyschs à Helmintoïdes qui précède de peu le chevauchement de la zone Briançonnaise sur la zone Dauphinoise (Kerckhove, 1969; Bravard, 1981; Kerckhove et Pairis, 1986; Barféty et al., 1992). Cette période de compression se poursuit à l'Oligocène avec la formation du Front Pennique lié au chevauchement de la zone Briançonnaise sur la zone Dauphinoise (Fig 130). Dans la partie occidentale de la zone Dauphinoise, le dépôt de



galets penniques métamorphisés puis des "molasses rouges" rend compte de la propagation de la déformation vers l'Ouest (Kerckhove, 1980; Tricart, 1980).

Dans les Alpes Centrales, cette phase tectonique de l'Eocène supérieur à l'Oligocène, s'est traduite par le chevauchement vers le Nord des nappes penniques (Milnes et Pfiffner, 1980; Giglia et al., 1996). La poursuite de la déformation jusqu'au Miocène inférieur a engendré le chevauchement des nappes Helvétiques (Dauphinoises) vers le Nord (Milnes et Pfiffner, 1980).

Enfin, dans les Alpes orientales, la datation d'éclogites dans la fenêtre de Tauern autour de 35 Ma suggère un épaissement important qui est globalement corrélée avec une déformation entre 50 et 22 Ma dans la partie ouest des Carpathes et à l'origine de la mise en place des "Northern Calcareous Alps" au Miocène (Fig 130) (Eisbacher et al., 1996; Froitzheim et al., 1996).

Dans la totalité de la chaîne alpine, les datations géochronologiques ont soulevé plus de problèmes qu'elles n'en ont résolus. Les données les plus récentes obtenues sur les minéraux du métamorphisme de HP confirment néanmoins une phase d'épaississement importante entre 50 et 30 Ma avec un pic autour de 35-40 Ma (Monié et Philippot, 1989; Tilton et al., 1991; Bowtel et al., 1994; Froitzheim et al., 1996; Duchêne et al., 1997; Rubatto et al., 1998).

Malgré les incertitudes liées aux méthodes géochronologiques, les âges stratigraphiques et radiométriques montrent que la phase majeure alpine a débuté à partir de l'Eocène et s'est poursuivie jusqu'au début du Miocène inférieur. La propagation de la déformation vers l'Ouest dans les Alpes Occidentales et vers le Nord dans les Alpes Centrales et Orientales s'est produite grâce à la création de chevauchements dans les zones externes.

Au Néogène, les principaux événements tectoniques sont liés à la propagation de la déformation vers les zones externes avec la création des chevauchements des massifs cristallins externes (Miocène) et du Jura (Miocène supérieur-Pliocène: de 12 à 4 Ma) (Mugnier et Ménard, 1986). Dans les zones internes, le régime tectonique s'est clairement inversé et les domaines Briançonnais et Piémontais sont actuellement caractérisés par une tectonique en extension et par le jeu normal du Front Pennique (Seward et Mancktelow, 1994; Schwartz et al., in press, résultats de GéoFrance 3D).

L'évolution de la chaîne alpine peut ainsi se résumer en (i) une phase éo-alpine surtout enregistrée dans la zone de Sesia datée du début du Paléocène, (ii) une phase majeure de compression de l'Eocène à l'Oligocène et (iii) le chevauchement des massifs cristallins externes au Miocène.

## 3.2 Structures et conséquences alpines

### 3.2.1 La racine lithosphérique

#### *Création d'une racine lithosphérique*

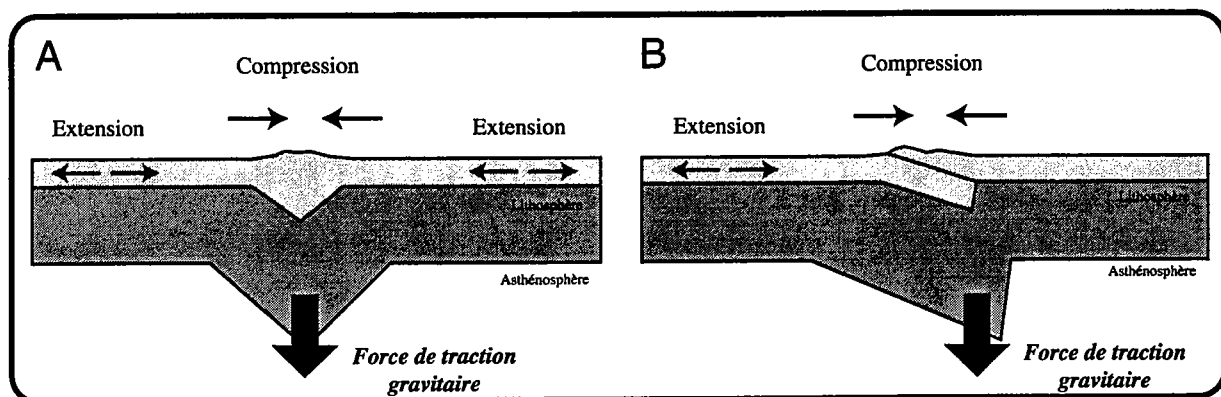
La déformation crustale enregistrée lors de la création de la chaîne alpine résulte de la collision de deux lithosphères (i.e. Apulie et Europe). Dans de nombreuses chaînes de montagnes, la déformation de la croûte et de la lithosphère mantellique est découplée le long d'une grande zone de cisaillement située à l'interface croûte/manteau. Un tel processus a été proposé pour la première fois pour la chaîne himalayenne (Mattauer, 1986). Il entraîne la formation (i) d'empilement d'écaillés crustales et (ii) d'une racine lithosphérique sous-jacente. La profondeur de cette racine est directement liée à la quantité de raccourcissement lors de la collision continentale.

La création d'une racine lithosphérique a des conséquences mécaniques majeures en raison de la densité de la lithosphère mantellique qui est plus élevée que celle de l'asthénosphère (3300 et 3250 kg/m<sup>3</sup>, respectivement). Cette différence de densité explique la force gravitaire à l'origine du plongement de la lithosphère océanique dans les zones de subduction (e.g. Turcotte et Schubert, 1982). De la même manière, la racine mantellique lors de la collision continentale est plus dense que l'asthénosphère. Ainsi, la racine lithosphérique exerce une force verticale gravitaire appliquée à tout le système compressif. Cette force est capable de maintenir un régime compressif dans la chaîne de montagnes même lorsque la convergence lithosphérique a cessé (Fleitout et Froidevaux, 1982).

Des modèles numériques ont été effectués afin de déterminer la déformation associée à cette force de volume (e.g. Fleitout, 1984; Channell et Mareschal, 1989). Il apparaît qu'une racine de lithosphère mantellique plonge dans l'asthénosphère en induisant (i) une zone de compression dans la croûte sus-jacente et (ii) de l'extension dans la lithosphère adjacente. Ces modèles numériques expliquent la compression dans les zones de collision, contemporaine de

l'extension en périphérie (McKenzie, 1978; Fleitout et Froidevaux, 1982; Channell et Mareschal, 1989). Dans la nature, les systèmes géologiques sont le plus souvent soumis à deux types de forces: les forces de volumes et les forces aux limites des plaques. Lorsque les forces initiées aux limites des plaques dominent celles de volume, la déformation décrite ci-dessus est inhibée (Ranalli, 1997). A l'inverse, si les forces de volume sont supérieures aux forces aux limites des plaques, la déformation de la lithosphère est principalement contrôlée par les anomalies de densités au sein de la lithosphère. Dans le cas d'une racine lithosphérique plongeant dans l'asthénosphère, l'extension induite en périphérie peut provoquer un rifting de type passif.

Il est intéressant de noter que la déformation de la lithosphère adjacente est fortement dépendante de la géométrie de la racine lithosphérique (Channell et Mareschal, 1989). Lorsqu'elle est symétrique, le système présente une symétrie de miroir centrée sur la pointe de la racine lithosphérique, et de l'extension dans les deux lithosphères mises en jeu (Fig 131a). En revanche, si l'épaississement de la lithosphère est asymétrique, l'extension est localisée uniquement dans la lithosphère subductée (Fig 131b). Des modèles numériques préliminaires effectués grâce à l'aide de Karim Kelfoun (Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand) à partir du logiciel Flac, ont permis de confirmer les caractéristiques de la déformation et le rôle de l'asymétrie de la racine.

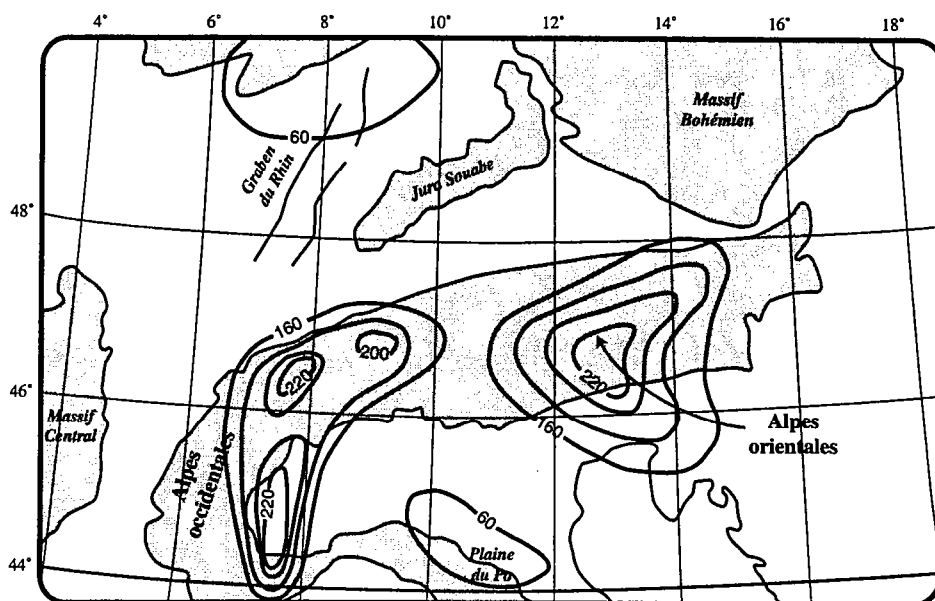


**Figure 131:** A) Pour une racine de lithosphère mantellique symétrique, la force verticale gravitaire représentée par la flèche noire induit une extension symétrique dans les lithosphères périphériques. B) Lorsque la racine est asymétrique, l'extension n'affecte que la lithosphère plongeante.

### Structure lithosphérique des Alpes

Dans les Alpes, les nombreuses campagnes géophysiques effectuées depuis les dernières décennies ont permis de préciser la structure profonde de la chaîne alpine (Mueller et Panza, 1986; Roure et al., 1990; Babuska et al., 1990; Marchant, 1993; Spakman, 1993). A

l'échelle lithosphérique, les Alpes sont caractérisées par une profonde racine de lithosphère mantellique dont la géométrie varie selon les études. D'après Mueller et Panza (1986) et Babuska et al. (1990), la limite lithosphère-asthénosphère se situe à une profondeur maximum de 220 km sous les Alpes Occidentales et Orientales (Fig 132). Dans la partie occidentale de la chaîne, l'orientation de la racine est N-S, parallèlement au front alpin, et schématiquement E-O à l'aplomb de la zone orientale. Le long d'une coupe E-O depuis le Massif Central jusqu'à la plaine du Pô, la racine lithosphérique est clairement asymétrique et suggère le plongement de la plaque Europe sous la lithosphère apulienne (Fig 133) (Babuska et al., 1990). Cette asymétrie de la racine de lithosphère mantellique est confirmée au niveau de Alpes Centrales où la plaque Europe plonge jusqu'à 175 km de profondeur (Marchant, 1993; Spakman, 1993). Il intéressant de noter que la profondeur et la position de la racine varie d'une étude à l'autre. Néanmoins, l'épaisseur de la lithosphère est globalement deux fois plus importante que celle de la lithosphère adjacente, dans les zones non affectée par le rifting passif. Contrairement aux autres régions alpines, la racine lithosphérique à l'aplomb des Alpes Orientales semble symétrique (Babuska et al., 1990).



**Figure 132:** Carte schématique de la profondeur de la racine lithosphérique sous les Alpes. L'épaississement lithosphérique se superpose aux structures crustales et la profondeur maximum est de 220 km. D'après Babuska et al., 1990.

Au sein de cette racine lithosphérique, la limite croûte-manteau a été définie grâce aux campagnes géophysiques. Dans les Alpes Centrales, la profondeur maximum du Moho à 60 km indique un épaississement crustal important (Musacchio et al., 1998). En coupe, la racine

crustale est clairement asymétrique avec un plongement de la croûte européenne vers le Sud, sous la croûte apulienne (Marchant et Stampfli, 1997). Cette géométrie est également celle qui a été déterminée dans les Alpes Occidentales où le Moho atteint 55-60 km de profondeur (Roure et al., 1990). Au Sud d'une transversale ONO-ESE passant immédiatement au Sud du Pelvoux et du Massif de Dora Maira, l'épaississement crustal est quasi-inexistant. La découverte de minéraux métamorphiques de UHP dans les zones internes et datées de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur, prouve que la racine crustale ou certaines écaïlles de croûte étaient vraisemblablement à cette époque plus profondes qu'actuellement (Chopin, 1984).

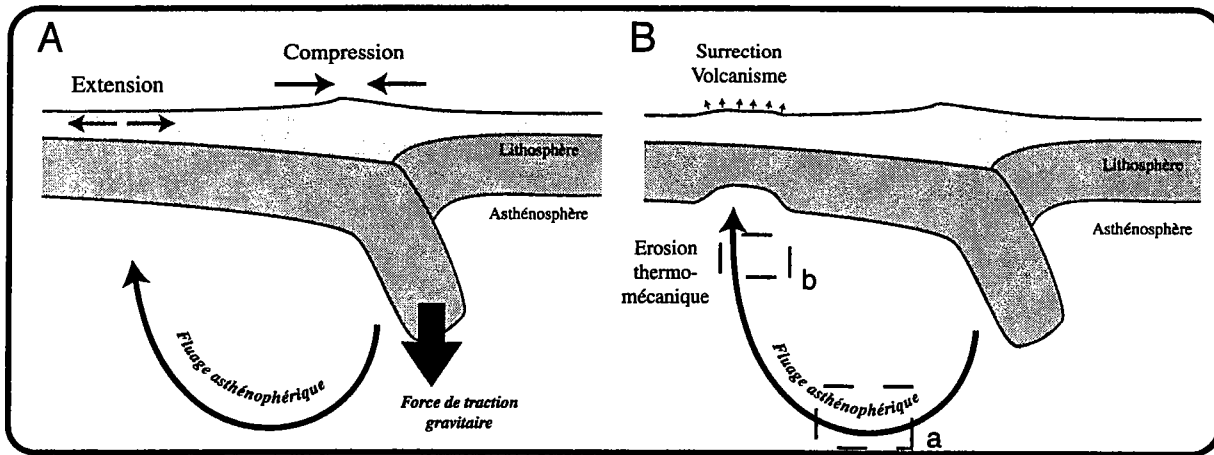
### **3.2.2 Fluage asthénosphérique**

Outre l'extension dans la lithosphère adjacente, la création d'une racine lithosphérique induit un fluage asthénosphérique. De fait, en plongeant dans l'asthénosphère, la racine lithosphérique prend la place de l'asthénosphère et l'expulse vers les zones adjacentes.

Le mode de fluage déterminé à partir des modèles numériques montre clairement que le mouvement descendant de la racine lithosphérique est contrebalancé par un déplacement ascendant de l'asthénosphère sous la lithosphère adjacente (Channell et Mareschal, 1989). Lorsque la racine lithosphérique est asymétrique, la remontée asthénosphérique est également asymétrique et elle ne se produit qu'à l'aplomb de la lithosphère plongeante (Fig 133a).

Un tel processus induit l'arrivée de matériel asthénosphérique chaud à la base de la lithosphère, habituellement caractérisée par un isotherme à 1300-1350°C. Si la quantité de matériel asthénosphérique est suffisamment importante, l'apport de chaleur pourra entraîner (i) un amincissement de la lithosphère mantellique par érosion thermo-mécanique, (ii) le développement d'une phase volcanique à l'aplomb de l'anomalie thermique et (iii) une surrection liée à un réajustement isostatique. La succession de ces événements est similaire à celle d'un rifting de type actif (Fig 133b).





**Figure 133:** A) Fluage asthénosphérique induit par l'enfoncement de la lithosphère dans l'asthénosphère. B) Conséquences du fluage et de l'arrivée de matériel mantellique chaud sous une lithosphère normale. L'apport de chaleur entraîne une érosion thermo-mécanique de la base de la lithosphère, un déséquilibre isostatique et une activité magmatique en surface. a et b représentent les zones d'anomalies de vitesses mises en évidence par tomographie sismique entre le Massif Central et les Alpes (Granet et Cara, 1988) et à l'aplomb des provinces de l'Hegau et l'Urach (Granet et al., 2000).

### 3.2.3 Conclusions

Nous venons de montrer que la formation d'une chaîne de montagnes peut avoir des conséquences mécaniques importantes sur la lithosphère adjacente. Deux processus différents semblent résulter de la création d'une racine lithosphérique: une extension lithosphérique et une érosion thermo-mécanique à la base de la lithosphère, liée au fluage asthénosphérique.

Il est peu probable que ces deux processus soient contemporains. De fait, la formation d'une racine lithosphérique est à l'origine d'une force gravitaire verticale qui génère instantanément des contraintes extensives dans la lithosphère périphérique. Si ces contraintes dépassent la résistance à l'extension, elles peuvent entraîner la déformation de toute la lithosphère périphérique.

En revanche, l'érosion thermique à la base de la lithosphère est un processus différé dans le temps. Tout d'abord, la racine lithosphérique doit vraisemblablement atteindre une certaine profondeur pour induire un fluage asthénosphérique conséquent: l'importance du fluage étant directement proportionnelle au volume d'asthénosphère remplacé par la lithosphère mantellique. La seconde raison est que le fluage asthénosphérique et l'érosion thermique de la lithosphère sont deux processus lents et que leurs effets seront différés dans le temps. Ainsi, l'épisode de rifting passif enregistré dans la lithosphère adjacente devrait précéder le rifting actif lié au fluage asthénosphérique.

## 4 Un nouveau modèle pour la formation du ROE

L'évolution du Rift Ouest-Européen est marquée par trois périodes majeures:

1- La phase de **volcanisme pré-rift**, du Crétacé supérieur à l'Eocène, est répartie concentriquement autour de l'arc alpin et centrée sur la Province Rhénane. Ce volcanisme est contemporain d'une phase de surrection.

2- Le **rifting passif** débute à l'Eocène supérieur et se termine à la fin du Miocène inférieur. L'extension, E-O au niveau du Massif Central et NNO-SSE en Bohême, induit la création de grabens globalement parallèles aux Alpes. Dans les zones suffisamment amincies, un volcanisme syn-rift se développe (Limagne, graben de l'Eger et Massif Rhénan). L'importance des structures extensives décroît de l'Ouest vers l'Est (i.e. du rift du Massif Central au graben de l'Eger).

3- Le "**rifting actif**" se développe à partir du Miocène après un arrêt de volcanisme et d'activité tectonique pendant quelques millions d'années. Il se traduit par l'apparition de volcanisme concentrique aux Alpes, contemporaine de la surrection du socle. Pendant cette période, le plus important volume de lave émis se trouve dans le Massif Central et l'importance du magmatisme décroît progressivement jusqu'en Bohême. Ce volcanisme se développe dans des provinces affectées par le rifting passif ainsi que dans des zones indemnes d'extension (i.e. partie sud du Massif Central, Urach et Hegau). Cette phase magmatique et la surrection sont associées à des anomalies mantelliques ponctuelles.

Nous proposons d'interpréter ces différentes phases par la formation des Alpes.

### 4.1 Phases pré-rift et éo-alpine

Le début de la collision entre l'Apulie et l'Europe est daté du Crétacé supérieur dans les Alpes Orientales et de la transition Crétacé-Tertiaire dans les Alpes Occidentales (i.e. Sesia). Cette première phase de compression dite éo-alpine est globalement contemporaine de l'apparition du volcanisme pré-rift en périphérie de la chaîne. Il a été récemment montré par

des modèles numériques que les premiers événements compressifs pouvaient engendrer un flambage lithosphérique (Cloetingh et al., 1999). Ces résultats sont en bon accord avec les données géophysiques à l'échelle de la France qui montrent l'existence de rides crustales concentriques aux Alpes avec remontée du Moho (Lefort et Agarwald, 1996). Ces auteurs interprètent l'inflexion de la transition croûte-manteau comme le résultat d'un flambage lithosphérique vers 60 Ma lors du début de la compression alpine. La déformation de la croûte est reliée à une déformation globale de la lithosphère et à une remontée de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB) de plus grande longueur d'onde (Cloetingh et al., 1999). En acceptant ce concept et en l'appliquant au ROE, nous interprétons le volcanisme pré-rift comme le résultat d'un très faible taux de fusion du manteau lors de la remontée du LAB. Ce modèle permet d'expliquer (i) la contemporanéité du volcanisme pré-rift et de la phase éo-alpine, (ii) le caractère très sous-saturé des laves émises, (iii) la répartition concentrique de l'ensemble des provinces autour de l'arc alpin et (iiii) la surrection Crétacé supérieur-Paléocène contemporaine du volcanisme.

La préservation du plissement lithosphérique varie en fonction de l'âge de la lithosphère et de la durée de la compression (Cloetingh et al., 1999). Pour une lithosphère de 300 Ma ayant subi une compression pendant près de 30 Ma, la remontée du LAB est préservée durant 10 à 20 Ma. A l'échelle du ROE, ce laps de temps permet d'expliquer la durée de la phase de volcanisme pré-rift dans la Province Rhénane et le Massif Central.

## 4.2 Phase majeure alpine et ROE

La phase majeure alpine (mésio-alpine) a débuté à l'Eocène avec le dépôt du "flysch noir" dans la zone Briançonnaise des Alpes Occidentales (Tricart, 1980). Les âges géochronologiques des minéraux du métamorphisme de HP montrent qu'il existe un certain délais entre le début de la compression et la création de racines crustale et lithosphérique conséquentes. La concentration des âges autour du Priabonien (Eocène supérieur) suggère que la racine lithosphérique avait à cette période atteint une profondeur très importante, peut-être maximale.

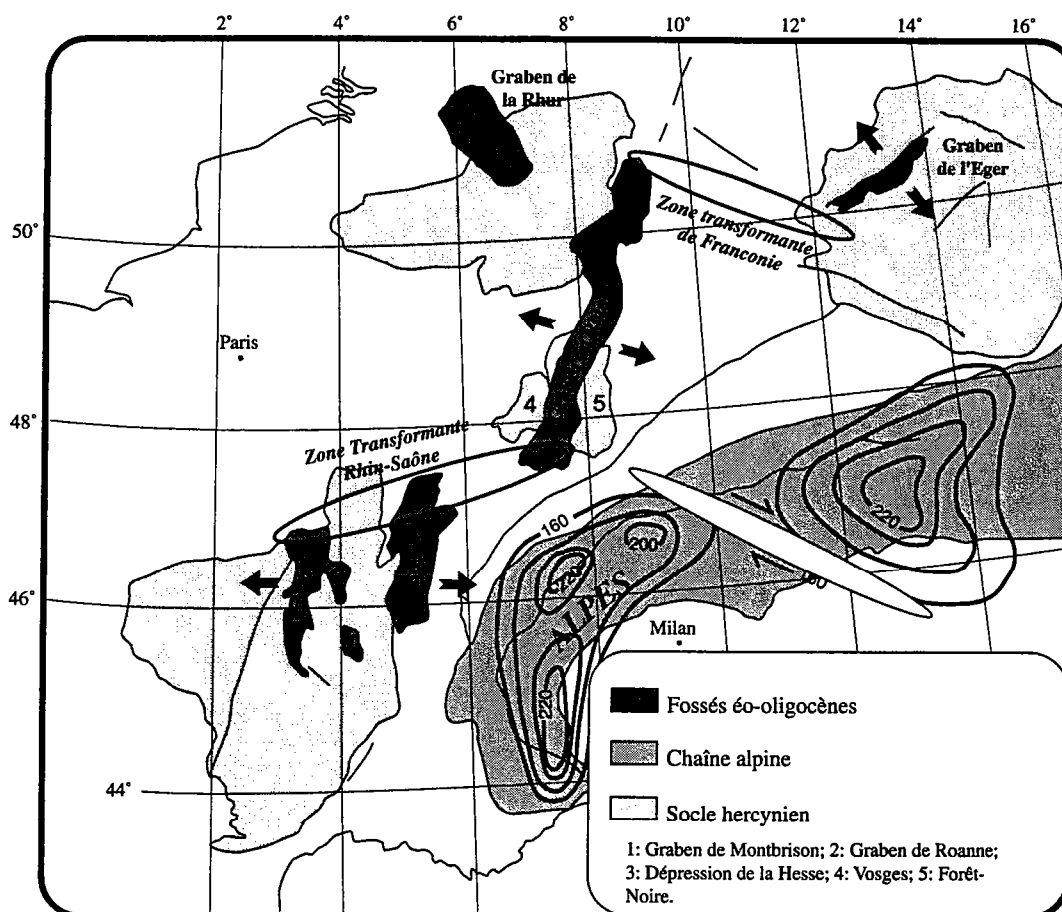
### 4.2.1 Le Rift Passif

#### *Causes et modalités de l'extension*

A l'échelle européenne, cet âge Priabonien correspond au début de la subsidence dans les grabens du ROE. Il a été montré que la création d'une racine lithosphérique pouvait engendrer de l'extension dans la lithosphère adjacente. Nous proposons en conséquence d'interpréter l'extension et la formation des grabens du ROE comme le résultat de la force gravitaire verticale liée au plongement de la racine lithosphérique selon les modalités décrites par la Figure 131b. Les grabens ainsi formés sont globalement parallèles aux Alpes.

Les principales provinces extensives semblent être reliées entre elles par des failles de transfert telles que la Zone Transformante Rhin-Saône (Bergerat, 1977) et la zone de Franconie (Fig 134). Dans le Massif Central, la rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique en deux endroits différents a induit la création d'un système de trois grabens dont l'ensemble présente une symétrie de miroir centrée sur le graben central de Roanne-Montbrison. Dans la Province Rhénane, la déformation s'est principalement concentrée au niveau du graben du Rhin où la rupture du manteau a généré la formation d'un fossé unique. Le développement du graben de la Rhur s'accorde assez mal avec une extension perpendiculaire aux Alpes. Néanmoins, sachant que cette structure existait déjà depuis le Trias, la présence initiale de nombreuses failles normales a vraisemblablement favorisé la réactivation du graben. Enfin, en Bohême, le graben de l'Eger est marqué par une subsidence relativement faible synchrone de l'évolution générale du ROE.

La répartition des différentes provinces extensives peut être comparée à la géométrie des racines lithosphériques (Fig 134). Il est intéressant de noter que Babuska et al. (1990) relient les deux racines lithosphériques situées sous les Alpes Orientales et Occidentales par une zone de cisaillement dextre. Cet accident tectonique à l'échelle lithosphérique est perpendiculaire au graben du Rhin et parallèle à la Zone Transformante de Franconie (Fig 134). L'extension du Massif Central pourrait alors être liée à la racine lithosphérique sous les Alpes Occidentales alors que la formation des grabens de la Province Rhénane et de Bohême résulterait de la racine lithosphérique située sous les Alpes Orientales. L'ampleur et la quantité d'extension (i.e. vitesse d'extension) au niveau du Rift du Massif Central, supérieures aux autres segments du ROE, peuvent s'expliquer par une racine lithosphérique plus importante sous les Alpes Occidentales que sous les Alpes Orientales.



**Figure 134:** Carte schématique de la répartition des grabens du ROE et profondeur de la racine lithosphérique sous les Alpes (Babuska et al., 1990). Les trois provinces extensives sont reliées par des zones transformantes senestres. Les deux parties de la racine lithosphérique sont situées sous les Alpes Orientales et Occidentales et sont reliées par une zone de cisaillement dextre représentée par l'ellipse blanche.

Enfin, nous avons mis en évidence un léger diachronisme dans l'arrêt de l'extension au niveau du Massif Central (début du Miocène inférieur) par rapport à la Province Rhénane et à la Bohême (début du Miocène moyen). Dans le Massif Central, la progression de la déformation alpine vers l'Ouest peut être à l'origine de l'arrêt de l'extension. Au Miocène, le graben de la Bresse est ainsi devenu un bassin flexural de la chaîne alpine. Dans la Province Rhénane et le graben du Rhin, la distance plus importante entre les grabens et les Alpes pourrait expliquer que l'extension ait pu se poursuivre plus longtemps.

### *Conséquences de l'extension*

Une des conséquences de l'extension Eocène supérieur à Miocène inférieur est un amincissement crustal lié au développement des grabens. L'apparition du volcanisme dans la seconde moitié de la période extensive, contemporaine d'une sédimentation au niveau de la



mer, suggère un amincissement lithosphérique à l'aplomb des grabens et un necking de la lithosphère tel qu'il a été défini dans le Chapitre 4. Ce volcanisme s'est développés dans trois régions: Limagne-Forez, Massif Rhénan et graben de l'Eger. Dans le Massif Central, ce magmatisme est lié à la phase d'extension asymétrique qui a débuté à l'Oligocène supérieur. Dans le Massif Rhénan, nous avons interprété l'apparition du volcanisme comme le résultat d'un amincissement lithosphérique plus important à la jonction des trois grabens (Rhin, Rhur et Hesse) que dans chaque fossé. Au niveau du graben de l'Eger, la présence de volcanisme à partir du Rupélien, suggère un amincissement lithosphérique rapide à l'aplomb du fossé. Notons l'absence de volcanisme contemporain du rift passif dans le graben du Rhin. Cette absence de magmatisme pourrait s'expliquer par un amincissement lithosphérique insuffisant pour générer la fusion mantellique (cf Chapitre 4).

#### **4.2.2 Le "Rift Actif"**

La création d'une racine lithosphérique peut engendrer un fluage asthénosphérique et une remontée de matériel chaud sous la lithosphère plongeante, selon le processus décrit ci-dessus (§ 3.2.2). L'arrivée de manteau anormalement chaud à la base de la lithosphère entraîne une érosion thermo-mécanique de la lithosphère. Il résulte alors (i) un déséquilibre isostatique qui induit une surrection de la région et (ii) l'apparition de volcanisme en surface.

Dans le ROE, cette évolution dont la chronologie s'accorde avec celle d'un rift actif, a débuté à partir du Miocène moyen. Le volcanisme se développe dans des régions affectées par le rift passif mais également dans des provinces indemnes d'extension, après une absence de volcanisme et d'activité tectonique de plusieurs millions d'années. A cet égard, la province majeure du rift actif à l'échelle européenne (la partie sud du Massif Central) n'a pas subi l'extension éo-oligocène et l'amincissement de la lithosphère mantellique résulte uniquement de la période de rifting actif. Dans tous les cas, il existe dans chaque province un arrêt entre les périodes de rift passif et de "rift actif".

Si l'évolution globale est commune à toutes les provinces, il existe néanmoins des disparités quant au début de ce rifting actif. Dans la Province Rhénane, le volcanisme a débuté après l'arrêt de la sédimentation vers 18 Ma. Il s'est développé au sein des zones amincies durant l'extension (graben du Rhin) ou dans des régions indemnes de graben (Urach et Hegau). La principale province de la PR est le Massif Rhénan où le volcanisme montre un pic d'activité vers 15 Ma. Dans le Massif Central, les premières manifestations attribuées à la Phase Volcanique Majeure (PVM) datent de 13,5 Ma et apparaissent dans la partie sud,

indemne du rift passif. La concentration du volcanisme autour de deux pics d'activité est corrélée avec deux périodes de surrection. Ces deux climax sont datés entre 9,5-6 Ma et 3,5-0,5 Ma. Enfin, en Bohême, le volcanisme débute au Miocène supérieur (9 Ma) et est caractérisé par deux périodes d'activité globalement synchrones des pics du Massif Central. Le synchronisme des pics d'activité du Massif Central et des phases volcaniques de Bohême est un fort argument en faveur d'une origine commune au "rifting actif".

Nous attribuons le développement de cette phase de rifting actif au fluage asthénosphérique induit par le plongement de la racine lithosphérique des Alpes à partir de l'Eocène supérieur. Cette hypothèse est renforcée par la mise en évidence d'une zone de faible vitesse à 410 km de profondeur entre les Alpes et le Massif Central (Granet et Cara, 1988) pouvant correspondre à la zone de fluage du manteau. Au niveau de l'Urach et l'Hegau, les données de tomographie sismique montrent également des anomalies de vitesses interprétées en terme d'anomalies de températures, dont l'enracinement semblent plonger à plus de 160 km vers la chaîne alpine (Fig 2 dans Granet et al., 2000). Intégrés dans le modèle théorique de fluage, l'emplacement des deux anomalies est en bon accord avec la trajectoire du fluage de l'asthénosphère (Fig 133b). L'importance du magmatisme de la PVM du Massif Central par rapport aux autres régions du ROE peut s'expliquer, comme pour la quantité d'extension, par une racine lithosphérique plus profonde que dans les autres régions.

La répartition spatiale du volcanisme du rifting actif montre que la remontée de l'asthénosphère ne se fait pas telle une lame depuis les Alpes mais semble plutôt correspondre à des "chenaux" de fluage à l'origine des diapirs mantelliques.

Enfin, dans le Massif Central, le Massif Rhénan et en Bohême, la surrection encore active actuellement et les dernières éruptions quaternaires suggéreraient que les effets de cette érosion thermo-mécanique ne sont pas encore totalement terminés.

## 5 Conclusions

L'étude de la répartition du volcanisme du Rift du Massif Central effectuée à partir du tableau du volcanisme (Fig 7) a permis de distinguer trois phases magmatiques communes à l'ensemble du ROE. Chaque épisode est le résultat d'un processus géodynamique particulier qui s'intègre dans un modèle global à l'échelle européenne: la formation des Alpes.

La phase volcanique pré-rift serait liée au flambage de la lithosphère lors des premiers épisodes de compressions alpines entre le Crétacé supérieur et le Paléocène.

A partir de l'Eocène supérieur, la création des grabens et le développement du volcanisme syn-rift traduisent une évolution de type rift passif dont l'origine est imputée à la formation de la racine lithosphérique des Alpes lors de la phase majeure alpine (i.e. phase méso-alpine).

Enfin, l'apparition du volcanisme à partir du Miocène, contemporaine d'une surrection, coïncide avec une évolution de type rift actif. Cet épisode serait le résultat du fluage et de la remontée asthénosphérique jusqu'à la base de la lithosphère adjacente (i.e. plaque Europe).

Ce modèle permet pour la première fois d'intégrer toutes les caractéristiques géologiques, géophysiques et géochimiques disponibles sur le Rift Ouest-Européen.







## ***CONCLUSION***

## **Rift Ouest-Européen**

L'analyse du volcanisme du Massif Central permet de distinguer trois phases géodynamiques différentes, communes au Rift Ouest-Européen.

1- La phase de **volcanisme pré-rift** date du Crétacé supérieur à l'Eocène et est réparties concentriquement autour de l'arc alpin. Contemporaine d'un bombement général des provinces volcanisées, cette période se distingue par une activité magmatique très diffuse.

2- L'épisode de **rift passif** est caractérisé par une extension au niveau de la mer et perpendiculaire à la chaîne alpine, suivie d'un volcanisme au sein des zones d'amincissement lithosphérique. L'extension a débuté au Priabonien et s'est arrêtée à la fin du Miocène inférieur. De l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, le magmatisme syn-rift s'est développé, traduisant un amincissement lithosphérique lié à l'extension.

3- Le "**rift actif**" apparaît après un hiatus magmatique et tectonique dans les régions affectées par le rift passif, mais également dans des zones indemnes de l'extension (i.e. partie sud du Massif Central, Hegau et Urach). L'importante activité volcanique débute à partir du Miocène supérieur et est synchrone de la surrection des provinces volcanisées. Les données géophysiques montrent que les différentes régions du rift actif sont situées à l'aplomb d'anomalies mantelliques.

La succession de ces trois périodes est interprétée comme le résultat de la formation des Alpes.

Du Crétacé supérieur au Paléocène, les premières compressions alpines ont pu induire un flambage de la lithosphère européenne. Ce bombement est à même de générer un très faible taux de fusion mantellique à l'origine du volcanisme pré-rift.

A partir de l'Eocène, la phase de compression majeure entraîne la formation d'une racine lithosphérique asymétrique importante à l'aplomb de la chaîne. La force verticale gravitaire induite par cette racine peut être responsable de l'extension dans la lithosphère européenne à partir du Priabonien. L'arrêt de l'extension résulte probablement de la

propagation de la déformation vers les grabens ou de la diminution de la profondeur de la racine lithosphérique à partir du Miocène inférieur. La création de la racine a également engendré (i) un fluage asthénosphérique sous la lithosphère périphérique et (ii) une érosion thermo-mécanique de la base de la lithosphère, à l'origine du "rifting actif". Parce que le "rift actif" résulte du fluage de l'asthénosphère et d'effets thermiques lents, cet événement est décalé par rapport au rift passif qui est la conséquence quasi instantanée de la racine lithosphérique alpine.

Ce modèle géodynamique qui tient compte des différentes données géologiques, géophysiques et géochimiques permet pour la première fois d'expliquer la formation du Rift Ouest-Européen dans sa globalité.

## ***Dynamique de rifting***

### ***Echelle crustale***

Les expériences analogiques à l'échelle crustale permettent de caractériser la déformation d'une croûte soumise à de l'extension. Lors du rifting, le nombre et la géométrie des grabens sont contrôlées par deux paramètres: le nombre de rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique et la vitesse d'extension.

Une rupture, modélisée par une discontinuité de vitesse, engendre toujours la formation de deux zones de cisaillement conjuguées dans la partie ductile, centrées à l'aplomb de la rupture. Lorsque la vitesse d'extension est faible (i.e. rapport de résistance  $> 65-70$ ), la création d'un seul graben asymétrique suggère que la zone de cisaillement associée à ce demi-graben domine et que son conjugué n'est pas assez développé pour dépasser la résistance à la rupture dans la partie fragile. Lorsque la vitesse d'extension est forte (i.e. rapport de résistance  $< 65-70$ ), chaque cisaillement de la partie ductile génère la formation d'un graben dans la partie fragile. Ces deux grabens, symétriques au stade initial de l'extension, évoluent lors d'une quantité d'extension croissante. Le graben situé sur la partie mobile devient clairement asymétrique alors que le graben localisé sur la partie fixe reste symétrique. Cette évolution montre que le cisaillement associé au graben asymétrique domine toujours le système.

Avec deux ruptures simultanées, la géométrie des structures est constante pour des faibles vitesses d'extension alors qu'elle varie en fonction de la distance initiale entre les ruptures pour de fortes vitesses d'extension.

Appliquées à la nature ces conclusions permettent d'interpréter la géométrie crustale de la partie septentrionale du Rift du Massif Central et du graben du Rhin. La géométrie différente de ces deux segments du ROE s'explique au niveau du graben du Rhin, par une seule rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique et une faible vitesse d'extension. Dans le Massif Central, la géométrie crustale suggère la présence de deux ruptures et d'une vitesse d'extension importante.

### ***Echelle lithosphérique***

Nos résultats obtenus à partir d'expériences à l'échelle crustale sont cohérents avec les expériences à l'échelle lithosphérique réalisées au laboratoire de Géosciences Rennes (Allemand, 1990; Beslier, 1990). En effet, ces modèles suggèrent que pour une rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique, la géométrie de la déformation crustale est principalement contrôlée par un cisaillement simple majeur associé au demi-graben. Ce type de déformation présente de fortes analogies avec le modèle de cisaillement simple à l'échelle lithosphérique proposé par Wernicke (1985).

Dans la nature, ce modèle de déformation contrôlé par le nombre de rupture de la partie fragile de la lithosphère mantellique et la vitesse d'extension est à même d'expliquer la structure des marges passives de l'Atlantique Nord, du rift de la Mer Rouge, du graben du Rhin et du Rift du Massif Central.

L'étude du ROE permet également de définir un second mode d'extension. Lors du rifting, le développement du volcanisme au sein des grabens témoigne d'un amincissement crustal superposé à un amincissement lithosphérique. En outre, dans le Massif Central, la remontée du Moho sous la Faille de la Limagne suggère le développement d'un cisaillement lithosphérique à l'origine d'une extension asymétrique. Ainsi, il semble que la géométrie de la lithosphère au niveau du RMC et du graben de l'Eger puisse s'expliquer par la création de deux cisaillements conjugués: un cisaillement au niveau de la lithosphère mantellique et un détachement crustal. Ce mode d'extension correspond alors à un necking de la lithosphère et à un cisaillement pur à l'échelle lithosphérique.







# REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

## A

- ALIMEN H. (1948) Considérations sur l'espèce oligocène *Potamides lamarcki* Brong. et sur sa répartition en France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 97-114.
- ALLEMAND P. (1990) Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. *Mém. et Doc. Géosci. Rennes*, 38, 175p.
- ALLEMAND P. & BRUN J.P. (1991) Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics*, 188, 63-69.
- ALLUM J.A.E., O'LEARY D.W., FRIEDMAN J.D. & POHN H.A. (1978) Lineament, linear, lineation; some proposed new standards for old terms. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 89, 159-160.
- AMBERT P. (1994) L'évolution géomorphologique du Languedoc central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux – piémont languedocien. *Doc. B.R.G.M.*, 231, 210p.
- AUBERT M., BATARD F., BOUILLER R., GAGNIERE G., GIOT D., JEAMBRUN M., SAINT-JOANIS R. & TRICOT B. (1982) Carte géologique de la France au 1/50000: notice de la carte d'Issoire. *Ed B.R.G.M.*, 53p.
- AUCHAPT A., DUPUY C., DOSTAL J. & KANIKA M. (1987) Geochemistry and petrogenesis of rift-related volcanic rocks from South Kivu (Zaire). *J. Volc. Geotherm. Res.*, 31, 33-46.
- AUGENDRE M. (1997) Les enseignements des marqueurs en paléogéographie dans une aire volcanisée: l'exemple de la vallée de l'Allagnon en aval de Joursac. *Mém. Maîtrise, Univ. Lyon II*, 144p.
- AUTRAN A., PETERLONGO J.M., AUBERT M., BOIVIN P., CAMUS G., GOURGAUD A., GOËR de HERVE A. de, KIEFFER G., MERGOIL J., MAISONNEUVE J., RENAUD L. & VINCENT P.M. (1979) Les sédiments post-paléozoïques. *Rev. Sci. Nat. Auver.*, 45, 69-74.

## B

- BABUSKA V., PLOMEROVA J. & SILENY J. (1987) Structural model of the subcrustal lithosphere in Central Europe. In: K. FUCHS & C. FROIDEVAUX (Eds). Composition, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system. *Am. Geophys. Union, Geol. Soc. Am. Geodyn. Ser.*, 16, 239-252.
- BABUSKA V., PLOMEROVA J. & GRANET M. (1990) The deep lithosphere in the Alps: a model inferred from P residuals. In: R. FREEMAN & St. MUELLER (Eds) The European Geotraverse, Part 6. *Tectonophysics*, 176, 137-165.
- BARFETY J.C., TRICART P. & JEUDY DE GRISSAC C. (1992) La quatrième écaille près de Briançon (Alpes françaises): un olistostrome précurseur de l'orogénèse pennique Eocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, 71-76.

- BASILE C. & BRUN J.P.** (1999) Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *J. Struct. Geol.*, 21, 23-37.
- BAUBRON J.C., DEFAUT B., DEMANGE J. & MAURY R.C.** (1978) Une coulée sous-marine d'âge jurassique moyen dans les Causses: le basalte alcalin des Vignes (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 287, 225-227.
- BAUBRON J.C., DEFAUT B., DEMANGE J. & MAURY R.** (1978) Existence d'un volcanisme anté-néogène dans les Causses (Massif Central français). *B.R.G.M., Rés. Sci. Techn. SGN pour 1978*, p29.
- BAUBRON J.C. & DEMANGE J.** (1982) First geochronological study of the volcanic plateau of Aubrac (French Massif Central) – Tectonic and regional implication. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 14, 67-75.
- BELLON H.** (1976) Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. *Thèse, Univ. Orsay*, 367p.
- BELLON H., GILLOT P.Y. & NATIVEL P.** (1974) Eocene volcanic activity in Bourgogne, Charolais, Massif Central (France). *Earth Plan. Sci. Lett.*, 23, 53-58.
- BELLON H. & KOPECKY L.** (1977) Spectres d'âges radiométriques du volcanisme de rift du Massif Bohémien. *5ème Réunion. Ann. Sci. Terre, Rennes*, p57.
- BELLON H. & HERNANDEZ J.** (1979) Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif central français). Place dans l'activité magmatique tertiaire de France. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 4, 175-179.
- BENEDICTO A., LABAUME P. SEGURET M. and SERANNE M.** (1996) Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, 15, 6, 1192-1212
- BENES V. & DAVY P.** (1996) Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes. *Tectonophysics*, 254, 69-87.
- BERGERAT F.** (1977) Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le fossé de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 4, 195-198.
- BERGERAT F.** (1985) Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse d'état, univ. P. et M. Curie*, 315 p.
- BERGERAT F., MUGNIER J.L., GUELLEC S., TRUFFERT C., CAZES M., DAMOTTE B. & ROURE F.** (1990) Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin: an interpretation from ECORS data. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156, 145-156.
- BERTHIER F., DUTHOU J.L. & ROQUES M.** (1979) Datation Rb/Sr du granite de Gueret: Age fini-dévonien de la mise en place de l'un de ses faciès types. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 59-72.
- BESLIER M.O.** (1991) Formation des marges passives et remontée du manteau: modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. *Mém. et Doc. Géoscience Rennes*, 45, 199p.
- BESLIER M.O., GIRARDEAU J. & BOILLOT G.** (1990) Kinematics of peridotite emplacement during north Atlantic continental rifting, Galicia, NW Spain. *Tectonophysics*, 184, 321-343.
- BLANC G., DOLIGEZ B., LAJAT D. & MASCLE A.** (1991) Evaluation du potentiel pétrolier des formations paléozoïques de la Bresse et de sa bordure jurassienne, France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 162, 2, 409-422.

- BLES J.L., BONIJOLY D., CASTAING C. & GROS Y. (1989) Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, 79-111.
- BODERGAT A.M., BRIOT D., HUGUENEY M., POIDEVIN J.L., PICOT L., GIRAUD F., BERGER J.P., LEVY A. & POIGNANT A. (1999) Incursions marines dans l'environnement lacustre du rift oligocène de Limagne (Massif central, France): apport des organismes halophiles et des isotopes du strontium; datation par les mammifères. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 170, 499-511.
- BOHANNON R.G., NAESER C.W., SCHMIDT D.L. & ZIMMERMANN A. (1989) The timing of uplift, volcanism, and rifting peripheral to the Red Sea: A case for Passive Rifting? *J. Geophys. Res.*, 94, 1683-1701.
- BOILLOT G., GRIMAUD S., MAUFFRET A., MOUGENOT D., KORNPORST J., MERGOIL-DANIEL J. & TORRENT G. (1980) Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia bank. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 23-34.
- BOIS C. (1993) Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 226, 227-252.
- BONNET S. (1998) Tectonique et dynamique du relief: le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences, Rennes*, 86, 352p.
- BOULLER R., GIOT D., SAINT-JOANIS R. & TRICOT B. (1982) Carte géologique de la France au 50000<sup>ème</sup>: carte d'Issoire. *Ed. B.R.G.M.*
- BOULE M. (1892) Description géologique du Velay. *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.*, 28, 259p.
- BOWTEL S.A., CLIFF R.A. & BARNICOAT A.C. (1994) Sm-Nd isotopic evidence on the age of the eclogitisation in the Zermatt-Saas ophiolites. *J. Metamorph. Geol.*, 12, 187-196.
- BRAVARD C., KERCKHOVE C. & BARBIER R. (1981) Réinterprétation du sommet de la série des aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, 531-534.
- BRIOT D. & POIDEVIN J.L. (1998) Stratigraphie <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de quelques laminites carbonatées du Rupélien supérieur du fossé de Limagne: incursions marines dans le rift du Massif Central français? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 479-483.
- BRIOT D., POIDEVIN J.L. & HUGUENEY M. (2000) Comment la géochimie isotopique contribue-t-elle à la compréhension du fonctionnement d'un rift? Exemple de la Limagne. (Soumis au *Bull. Soc. Géol. Fr.*).
- BROUSSE R. (1974) Le volcanisme en France. *Rev. Haute-Auvergne*, 44, 221-242.
- BROUSSE R., LE GARREC M.J., TEMPIER P. et VEYRET-MEKDJIAN Y. (1989) Carte géologique de la France au 50000<sup>ème</sup>: Notice et carte de Mauriac. *Ed B.R.G.M.*, 106p.
- BROUSSE R. & LEFEVRE C. (1990) Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. *Guides géologiques régionaux. Ed Masson, Paris*, 263p.
- BRUN J.P. (1999) Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 357, 695-712.
- BRUN J.P. & MERLE O. (1985) Strain patterns in models of spreading-gliding nappes, *Tectonics*. 4, 7, 705-719.

- BRUN J.P., WENZEL F. & the ECORS-DEKORP Team** (1991) Crustal scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. *Geology*, 19, 758-762.
- BRUN J.P., GUTSCHER M.A. & DEKORP-ECORS Teams** (1992) Deep crustale structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflexion data : a summary. In: ZIEGLER P.A. (Eds) Geodynamics of Rifting, Volume I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, 208, 139-147.
- BRUN J.P. & NALPAS T.** (1996) Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, 15, 677-687.
- BRUN J.P. & BESLIER M.O.** (1996) Mantle exhumation at passive margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 161-173.
- BUCK R.** (1991) Modes of continental lithosphere extension. *J. Geophys. Res.*, 96, 20161-20178.
- BUDAY T. & SUK M.** (1984) Geological structure of the territory of the CSR. In: M. SUK et al., (Eds) Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. *Geological survey, Prague*, 15-86.
- BURG J.P. & ETCHECOPAR A.** (1980) Détermination des systèmes de contraintes liés à la tectonique cassantes au cœur du Massif Central français: la Région de Brioude (Haut-Allier). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, 397-400.
- BURG J.P., TEYSSIER C., LESPINASSE M. & ETCHECOPAR A.** (1982) Direction de contraintes et dynamique du bassin de Saint Flour-Saint Alban (Massif Central français) à l'Oligocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, 1021-1024.
- BURG J.P. & IGLESIAS PONCE de LEON M.** (1985) Pressure-solution structures in a granite. *J. Struct. Geol.*, 7, 431-436.
- BURG J.P., BRUN J.P. & VAN DEN DRIESSCHE J.** (1990) Le Sillon Houiller du Massif central français: faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, 147-152.
- BURG J.P., DAVY P. & MARTINOD J.** (1994) Shortening of analogue models of the continental lithosphere: new hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics*, 13, 475-483.
- BURRUS J.** (1984) Contribution to a geodynamic synthetis of the Provençal Basin (North-West Mediterranean) *Mar. Geol.*, 55, 247-270.
- BUSSON G., BLANC-VALLERON M.M., CORNÉE A., CURIAL A., DROMART G., DUMAS D., MORETTO R., ROUCHY J.M. & SCHREIBER C.** (1992) Bassins paléogènes salifères de l'Est de la France (Valence, Bresse et Haute-Alsace). *Géol. Fr.*, 1, 15-64.

## C

- CAEN-VACHETTE M., COUTURIE J.P. & DIDIER J.** (1982) Ages radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatiques du Velay. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, 2, 135-138.
- CAIRE A.** (1977) Interprétation unitaire des fossés des Limagnes, de la Bresse et du Rhin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, 1977.
- CANTAGREL J.M. & BOIVIN P.** (1978) Datation K-Ar de quelques basaltes du socle du Massif Central au Nord-Est de Clermont-Ferrand. *6<sup>ème</sup> RAST, Paris*, p89.
- CANTAGREL J.M. & BAUBRON J.C.** (1983) Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts Dore (Méthode potassium-argon). Implications volcanologiques. *Géol. Fr.*, 1-2, 123-142.



- CANTAGREL J.M., SIGMARSSON O., CONDOMINES M. & KIEFFER G. (1987) Chronologie du volcanisme aux environs du forage de Chassole. *Géol. Fr.*, 4, 157-162.
- CARBON D. (1992) Le champ de contraintes dans le Massif Central de l'Oligocène à l'actuel, en relation avec le diapirisme et le volcanisme. *Mém. DEA, Univ. Montpellier*, 54p.
- CAREY-GAILHARDIS E. & MERCIER J.L. (1992) Regional state of stress, fault kinematics and adjustments of blocks in a fractured body of rock: application to the microseismicity of the Rhine graben. *J. Struct. Geol.*, 14, 1007-1017.
- CARMINATI E., WORTEL M. J. R., SPAKMAN W. and SABADINI R. (1998) The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 651-665.
- CARON J.M. (1977) Lithostratigraphie et tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Mém. Sci. Géol.*, Strasbourg, 48, 326p.
- CAVELIER C. & ROGER J. (1980) Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. B.R.G.M.*, 109, 295p.
- CAVELIER C. (1984) Paléogène. In: S. DEBRAND-PASSARD (Eds) Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, 125, 389-468.
- CHAILLOU D. (1967) La série cristallophylienne du socle oriental du Cézallier (Massif Central Français). Etude géologique et structurale. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, univ. Clermont Ferrand*, 218 p.
- CHAMBON S. (1997) Géochronologie <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar de quelques amphiboles de Limagne. *Mém. Maîtrise, Univ. Clermont-Ferrand*, 16p.
- CHANNEL J.E. & MARESCHAL J.C. (1989) Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift. In: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK, (Eds.), Alpine tectonics. - *Geol. Soc. Lond. Sp. Pub.*, 45, 285-302.
- CHANTEPIE M. (1990) Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé dans la région de Clermont Ferrand et sur le plateau des Dômes. Etude pétrologique et géochronologique. Implications volcanologiques et morphotectoniques. *Mém. D.E.A., Univ. Clermont-Ferrand*, 40p.
- CHARPENTIER S., KORNPORST J. CHAZOT G., CORNEN G. & BOILLOT G. (1998) Interaction entre litosphère et asthénosphère au cours de l'ouverture océanique: données préliminaires sur la Marge passive de Galice (Atlantique Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 757-762.
- CHEGUER L. (1996) Les laves miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers (Massif Central français). Caractérisation d'une série magmatique alcaline sous-saturée (basanite-phonolite) associée à un rifting continental. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Clermont-Ferrand*, 201p.
- CHLUPAC I., KODYM O., SUK M., HOLUB V., ELIAS M., CICHÁ I., MALKOVSKY M., TYRACEK J., MENCÍK E. & BUDAY T. (1984) Stratigraphic development of the units. In: M. SUK et al., (Eds) Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. *Geological survey, Prague*, 87-200.
- CHOPIN C. (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 107-118.
- CHOIGNARD J. (1964) Stratigraphie et sédimentologie du Paléogène de Bresse. Résultats et interprétation. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Dijon*, 142p.

- CHOROWICZ J. & DEFFONTAINES B.** (1993) Transfer faults and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data. *J. Geophys. Res.*, 98, 14339-14351.
- CLAGUE D.A. & FREY F.A.** (1982) Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawai. *J. Petrol.*, 23, 447-504.
- CLOETINGH S., BUROV E. & POLIAKOV A.** (1999) Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). *Tectonics*, 18, 1064-1083.
- COCHRAN J.R. & MARTINEZ F.** (1988) Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental to oceanic rifting. *Tectonophysics*, 153, 25-53.
- COISY P. & NICOLAS A.** (1978) Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Mineral.*, 101, 424-436.
- COUTURIE J.P., VACHETTE M. & VIALETTE Y.** (1979) Age namurien d'un laccolithe granitique différencié par gravité: le granite de la Margeride (M.C.F). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, 449-452.
- CURIAL A., DUMAS D. & MORETTO M.** (1988) Evolution comparée et corrélation entre deux bassins salifères paléogènes du rift ouest européen: les fossés de Bresse et de Valence (France, Sud-Est). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 655-661.

## D

- DANGEARD L.** (1932) Les craies et les calcaires à Cocolithes de la Limagne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, 67-82.
- DANGEARD L.** (1933) Sur la présence de foraminifère dans l'Oligocène du Massif central. *C. R. Somm. Géol. Fr.*, 1-2, 12-13.
- DAVISON I., INSLEY M., HARPER M., WESTON P., BLUNDELL D., McCLAY K. and QUALLINGTON A.** (1993) Physical modelling of overburden deformation around salt diapirs, *Tectonophysics*. 228, 255-274.
- DAVY P. & COBBOLD P.R.** (1991) Experiments on shortening of 4-layer continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25.
- DEFIVE E. & CANTAGREL J.M.** (1998) Chronologie de l'encaissement du réseau hydrographique en domaine volcanisé: l'exemple de la haute vallée de la Loire. *INQUA COT/UISPP 31 Inter-congress Symposium, Brives-Charensac*, 12-17.
- DELFAU M. & LENOTRE N.** (1992) Mouvements verticaux actuels dans le Massif Central et le Sud du Bassin Parisien; comparaison de nivellements. *Rapp. B.R.G.M.*, 35411 GEO SGN-92, 35p.
- DEPÉRET Ch.** (1912) L'Oligocène du bassin de Roanne et les gisements de vertébrés fossiles. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 16-17, 172-173.
- DERRUAU M.** (1971) Sur la morphologie du Massif Central. *Symp. J. Jung., Plein Air Service, Clermont-Ferrand*, 33-44.
- DESPRAIRIES A.** (1963) Etude sédimentologique de l'oligocène de la Limagne de Brioude (Haute-Loire). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Paris*, 80p.
- DEVINEAU K.** (1996) Dynamique d'un rift intracontinental: enregistrement par les variations isotopiques Sr-Nd dans la fraction détritique des sédiments. *Mém. D.E.A., Univ. Clermont II*, 29p.

- DHELLEMMES R., HERNANDEZ J., LORENCHET M., CARROUE J.P., BARAS L., BOUILLER R. & VOGT J.** (1974) Carte géologique de la France au 50000<sup>ème</sup>: notice et carte de Montbrison. *Ed B.R.G.M.*, 24p.
- DIDIER J. & GIOT D.** (1984) Age de certaines pépérites d'Auvergne: éléments apportés par l'étude de l'Oligocène supérieur de Courmon et de Pont-du-Château (Puy-de-Dôme, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, 17, 1211-1214.
- DIXON J.M.** (1974) A new method of determining finite strain in models of geological structures. *Tectonophysics*, 24, 99-114.
- DIXON T.H., IVINS E.R., & FRANKLIN B.J.** (1989) Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: constraints on rift models. *Tectonics*, 8, 1193-1216.
- DOEBEL F. & OLBRECHT W.** (1974) An isobath map of the tertiary base in the Rhine graben. In: J.H. ILLIES & K. FUCHS (Eds) Approaches to taphrogenesis. *Schweizerbart, Stuttgart*, 71-72.
- DOLLFUS G.F.** (1923) Notes paléontologiques sur l'Oligocène de la Limagne. 2<sup>ème</sup> partie: mollusques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 26, 147, 151-226.
- DOREL J., FOURVEL D. & DONNADIEU G.** (1995) Etude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 166, 271-284.
- DRISLER J. & JACOBY W.** (1983) Gravity anomaly and density distribution of the Rhenish Massif. In: K. FUCHS, K. VON GELHEN, H. MALZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds). Plateau uplift. The Rhenish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 366-380.
- DUCHENE S., BLICHERT-TOFT J., LUAIS B., TELOUK P., LARDEAUX J.M. & ALBAREDE F.** (1997) The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387, 586-589.
- DUDEK A.** (1980) The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Brno Visticulum. *Rozpr. Cs. Akad. Ved.*, 90, 8, 1-85.
- DUDEK A. & ELIAS M.** (1984) Magmatic history. In: M. SUK et al., (Eds) Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. *Geological survey, Prague*, 231-262.
- DUFFELL H.** (1999) Contribution géochronologique à la stratigraphie volcanique du Massif des Monts Dore par la méthode <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar. *Mém. DEA, Univ. Clermont Ferrand*, 56p.
- DUTARTE P.** (1981) Etude de la fracturation du granite de la Margeride Région de Saint Alban-sur-Limagnole, Lozère). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, univ. Paris VII*, 344 p.

## E

- ECH-CHERIF-EL-KETTANI D.** (1996) Géologie du fossé du Forez; Essai de synthèse et comparaisons avec les autres bassins tertiaires du Massif Central français (partie est). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Jean Monnet, Saint Etienne*, 372p.
- EDGAR A.D.** (1987) The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: J.G. FITTON and B.G. UPTON (Eds) Alkaline igneous rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 30, 29-52.

- EISBACHER G.H. & BRANDNER R.** (1996) Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. In: S.M. SCHMID, M. FREY, N. FROITZHEIM, HEILBRONNER R. & H. STUNITZ (Eds) Alpine geology. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 553-571.
- ETIENNE R.** (1970) Les Monts du Forez. Le rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'édification du relief. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Clermont Ferrand*, 183p.

## F

- FERAUD G.** (1979) Age et mise en place du volcanisme du Massif du Coiron (Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, 1005-1008.
- FEYBESSE J.L.** (1981) Tectonique et microtectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif Central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon Houiller. *Thèse d'Etat, Univ. Clermont Ferrand*, 227p.
- FEYBESSE J.L.** (1987) La tectonique post-métamorphique du bloc de Rentières – Les épisodes de fracturation tardi-hercyniens, oligocènes et quaternaires (série du Cézaillier, Massif Central). *Mém. G.P.F.* 2, *Thème 10*, 307-323.
- FLEITOUT L.** (1984) Modélisation des contraintes tectoniques et des instabilités thermo-mécaniques dans la lithosphère. *Thèse d'état, Univ. Orsay*, 433p.
- FLEITOUT L. & FROIDEVAUX C.** (1982). Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneity. *Tectonics*, 1, 21-56.
- FLEITOUT L., FROIDEVAUX C. & YUEN D.** (1986) Active lithosphere thinning. *Tectonophysics*, 132, 271-278.
- FRANÇON J.S.** (1996) Cinématique du rift de Limagne. *Mém. Maîtrise, Univ. Clermont II*, 19p.
- FRÉOUR G.** (1998) Modèle d'évolution volcano-structural du Cantal : Rôle et répartition des déstabilisations de flancs en zone proximale (Cantal – France). *M.G., n° 89, IGAL, Cergy*, 2 tomes, 101 et 73p.
- FROGER J.L.** (1996) Apport des données géophysiques multi-sources pour l'identification des caldeiras du plateau de Nevsehir, Anatolie Centrale, Turquie. Classification texturale des formations volcaniques à partir de l'imagerie satellitaire. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Clermont Ferrand*, 329p.
- FROIDEVAUX C., BROUSSE R. & BELLON H.** (1974) Hot spot in France? *Nature*, 248, 749-751.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P.** (1994) Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae geol. Helv.*, 87, 559-612.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & FREY M.** (1996) Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: a working hypothesis. In: S.M. SCHMID, M. FREY, N. FROITZHEIM, HEILBRONNER R. & H. STUNITZ (Eds) Alpine geology. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 81-110.

## G

- GASTAUD J., CAMPREDON R. et FERAUD G.** (1983) Les systèmes filoniens des Causses et du Bas Languedoc (Sud de la France): géochronologie, relations avec les paléocontraintes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25, 5, 737-746.

- GERBE M.C., GONORD H. & ARNAUD N. (1998) Age miocène des formations de bordure du fossé du Forez (Massif Central). *Géol. Fr.*, 2, 47-53.
- GIGLIA G., CAPPONI G., CRISPINI L. & PIAZZA M. (1996) Dynamics and seismotectonics of the West-Alpine arc. *Tectonophysics*, 267, 143-175.
- GILLCRIST R., COWARD M. & MUGNIER J.L. (1987) Structural inversion and its controls: exmples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodin. Acta*, 1, 5-34.
- GILLOT P.Y. (1974) Chronométrie par la méthode K-Ar des laves des Causses et du Bas Languedoc: interprétation. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Orsay*, 88p.
- GIRARDEAU J., EVANS C.A. & BESLIER M.O. (1988) Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: hole 637A, ODP Leg 103 on Galicia margin. *Proc. ODP, Sci. Results*, 103, 209-223.
- GIRAUD J. (1902) Etudes géologiques sur la Limagne (Auvergne). *Thèse d'Etat, Ed. Ch. Béranger, Paris*, 410p.
- GIROD M., BOUILLER R., ROCHE A., WEBER F., LARQUE P. GIOT D., GUERIN C., BLADIER Y., LAURENT Ph. & BAMBIER A. (1979) Carte géologique de la France au 1/50000: notice du Puy en Velay. *Ed B.R.G.M.*, 31p.
- GLAHN A. & GRANET M. (1992) 3-D structure of the lithosphere beneath the southern Rhine Graben area. In: P.A. ZIEGLER (Eds) *Geodynamics of Rifting, Volume I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. Tectonophysics*, 208, 149-158.
- GLAHN A., SACHS P.M. & ACHAUER U. (1992) A teleseismic and petrological study of the crust and upper mantle beneath the geothermal anomaly Urach/SW-Germany. *Phys. Earth Planet. Int.*, 69, 176-206.
- GLANGEAUD Ph. (1913) Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme. II, La Chaîne des Puys et la petite Chaîne des Puys. *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.*, 135, XXII, 241-256.
- GLANGEAUD L. & BOBIER C. (1960) Morphotectonique et paléovolcanologie du Forez oriental et de la plaine de Montbrison. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 250, 162-165.
- GOER DE HERVE A. de & MERGOIL J. (1971) Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. *Symp. J. Jung.*, Plein Air Service, Clermont-Ferrand, 345-375.
- GOER DE HERVE A de., TEMPIER P. & SIMON-COINÇON R. (1990) Carte géologique de la France au 1/50000: notice de la carte de Saint Flour. *Ed B.R.G.M.*, 92 p.
- GOER DE HERVE A de. & ETIENNE R. (1991) Le contact Margeride Cézallier Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. *Bull. Labo. Rhod. de Géom.*, 27-28, 3-26.
- GOER DE HERVE A. de, BAUBRON J.C., CANTAGREL J.M. & MAKHOUL J. (1991) Le volcanisme de l'Aubrac (Massif Central): un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géol. Fr.*, 4, 3-14.
- GOËR A. de, CAMUS G., BOIVIN P., GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J. & VINCENT P.M. (1991). Volcanologie de la Chaîne des Puys (Massif Central français) - Carte au 25000<sup>ème</sup>. *Ed Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne*, (Notice explicative: 127p).
- GORIN G. (1974) Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Fac. Sci. Univ. Genève*, 314p.



- GORIN G.** (1975) Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). *Bull. B.R.G.M.*, 3, 147-181.
- GORINI C., LE MARREC A. & MAUFFRET A.** (1993) Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lion (western Mediterranean), from ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 164, 353-363.
- GOVERS R. & WORTEL M.J.R.** (1993) Initiation of asymmetric extension in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 223, 75-96.
- GRANET M. & CARA M.** (1988) 3-D velocity structure beneath France in different frequency bands. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51, 133-152.
- GRANET M., STOLL G., DOREL J., ACHAEUR U., POUPINET G. & FUCHS K.** (1995a) Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.*, 121, 33-48.
- GRANET M., WILSON M. & ACHAUER U.** (1995b) Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 281-296.
- GRANET M., JUDENHERC S. & SOURIAU A.** (2000) Des images du système lithosphère-asthénosphère sous la France et leurs implications géodynamiques: l'apport de la tomographie téléseismique et de l'anisotropie sismique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 171, 149-167.
- GROS Y. & MARTIN P.** (1981) La fracturation de la bordure nord du Massif Central (Région des horsts de la Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Montier). *Rapp. B.R.G.M.*, 81 SGN 859 GEO, 30 p.
- GROS Y., BLES J.L., FEYBESSE J.L. & MARTIN P.** (1982) Succession des déformations cassantes dans le granite de Saint Sylvestre (Limousin). *B.R.G.M., Rés. Sci. 1982., Rs 1373*, 24-25.

## H

- HARRIB AL HASMI, FEYBESSE J.L. & LOISEAU Ph.** (1987) Etude du système de failles contrôlant le contact entre le socle et les sédiments tertiaires de la Grande Limagne dans la région de Saint Hérent (Cézallier, Massif Central français). *Mém. G.P.F. 2, Thème 10*, 325-342.
- HERNANDEZ J.** (1976) Données nouvelles sur la composition minéralogique de la néphéline à mélilite de Marcoux (Forez). *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr.*, 99, 61-66.
- HIRN A. & PERRIER G.** (1974) Deep seismic sounding in the Limagne graben. In: J.H. ILLIES & K. FUCH (Eds) Approaches to taphro-genesis. *Springer, Stuttgart*, 329-340.
- HIRN A.** (1980) Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In: A. AUTRAN & J. DERCOURT (Eds), Evolutions géologiques de la France. *Mém. B.R.G.M.*, 107, 34-39.
- HOBBS W.H.** (1911) Repeating patterns in the relief and in the structure of the land. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 22, 123-176.
- HOERNLE K., ZHANG Y.S. & GRAHAM D.** (1995) Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374, 34-39.
- HOTTIN A.M., GROS Y., MARTEAU P., MARCHAND G., MAURIN G., DEBACQUE G., CONSTANS J., TURLAND M. & FREYTET P.** (1991) Carte géologique de la France au 1/50000: notice d'Evaux-les Bains. *Ed B.R.G.M.*, 102p.

- HOURLIERE F., LEYRIT H., BESSONNEAU D., BULTEAU J.F. & DERVIN T.** (1998) Age, genèse et évolution des diatrèmes pépéritiques de Limagne (Massif Central). *17<sup>ème</sup> R.S.T., Brest*, p131.
- HUBBERT K.M.** (1937) Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48, 1459-1520.
- HUCKENHOLZ H.G.** (1983) Tertiary volcanism of the Hocheifel area. In: K. FUCHS, VON GEHLEN K., MALZER H., MURAWSKI H. & SEMMEL A. (Eds) Plateau uplift, the Rhenish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 121-128.
- HUGUENEY M., POIDEVIN J.L., BODERGAT A.M., CARON J.B. & GUERIN C.** (1999) Des mammifères de l'Aquitainien inférieur à La Roche-Banche-Gergovie (Puy-de-Dôme, France), révélateurs de l'activité post-oligocène du rift en Limagne de Clermont. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328, 847-852.

## I

- ILDEFONSE J.P., BELLON H., PHILIPPET J. & PANTALONI A.** (1972) Mise en évidence de la transition paléomagnétique Gauss Matuyama dans les formations volcaniques de l'Escandorgue, Hérault, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2, 249-254.

## K

- KEDVES M.** (1967) Quelques types sporomorphes du bassin lignitifère de Menat. *Acta Univ. Szeged. Acta. Biol.*, 13, 11-23.
- KEEN C.E. & DEHLER S.A.** (1993) Stretching and subsidence: rifting of conjugate margins in the North Atlantic Region. *Tectonics*, 12, 1209-1229.
- KERCKHOVE C.** (1969) La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye. *Géol. Alpine*, 45, 5-204.
- KERCKHOVE C.** (1980) Panorama des séries synorogéniques des Alpes Occidentales. In: A. AUTRAN & J. DERCOURT (Eds) Evolutions géologiques de la France, *26e congr. géol. int., colloque C7, et Mém. BRGM*, 107, p241.
- KERCKHOVE C. & PAIRIS J.L.** (1986) Dynamique des dépôts nummulitiques marin dans les zones alpines internes: l'exemple du Flysch subbriançonnais de Saint Clément (nappes de l'Embrunais-Ubaye, haut-Embrunais, Alpes occidentales française). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, 1227-1232.
- KOOI H., HETTEMA M. & CLOETINGH S.** (1991) Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the Southern North Sea Basin. *Tectonophysics*, 192, 245-259.
- KORNPROBST J., VIDAL P. & MALOD J.** (1988) Les basaltes de la marge de Galice (nord-ouest de la péninsule ibérique): hétérogénéité des spectres de Terres rares à la transition continent-océan. Données géochimiques préliminaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 1359-1364.
- KUSZNIR N.J. & ZIEGLER P.A.** (1992) The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple-shear / pur-shear flexural cantilever model. *Tectonophysics*, 215, 117-131.

## L

- LABAZUY P., RANVIER F. & MERLE O.** (2000) Réactivation des failles de socle dans l'évolution du strato-volcan du cantal. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Soumis.
- LACOMBE O., ANGELIER J., BYRNE D. & DUPIN J.M.** (1993) Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (Eastern France). *Tectonics*, 12, 874-888.
- LARROQUE P.** (1975) Contribution à la géologie du Cantal; le versant droit de la moyenne vallée de l'Authre et la région d'Ayrens. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris Sud*, 139p.
- LASNIER B., MARCHAND J., BAMBIER A., BATARD F., BONIFAY E., BOUILLER R., BURG J.P., CORNEN G., FORESTIER F.H., DUPONT, GAGNIÈRE G., GRENIER E. & LEYRELOUP A.** (1982) Carte géologique de la France au 1/50000: notice de la carte de Brioude. *Ed B.R.G.M.*, 68p.
- LAUBSCHER H.P.** (1992) Jura kinematics and the Molasse Basin. *Eclog. Geol. Helv.*, 85, 653-675.
- LEFAVRAIS-RAYMOND R., GANNAT E. & CAVELIER C.** (1984) Bresse. In: S. DEBRAND-PASSARD (Eds). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, 125, 403-407.
- LEFORT J.P. & AGARWAL B.N.P.** (1996) Gravity evidence for Alpine buckling of the crust beneath the Paris Basin. *Tectonophysics*, 258, 1-14.
- LE GRIEL A.** (1975) L'évolution géomorphologique de la plaine de Forez au Pliocène et au Quaternaire. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Saint-Etienne*, 268p.
- LE GRIEL A.** (1988) L'évolution géomorphologique du massif central français. Essai sur la genèse d'un relief. *Thèse d'état, Univ. Lyon II*, 2 vol. +1 vol illustr., 569p.
- LENOIR X., DAUTRIAT J.M., BRIQUEU L., CANTAGREL J.M. & MICHARD A.** (2000) Nouvelles données géochronologiques, géochimiques et isotopiques sur le volcanisme du Forez: relation avec l'évolution cénozoïque du manteau du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, 201-207.
- LIAGHAT C., VILLEMIN T. & JOUANNE F.** (1998) Déformation verticale actuelle dans la partie sud du fossé d'Alsace (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327, 55-60.
- LIOTARD J.M., BARSCZUS H.G., DUPUY C. & DOSTAL L.** (1986) Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 260-268.
- LIPPOLT H.J.** (1983) Distribution of the volcanism in space and time. In: K. FUCHS, VON GEHLEN K., MALZER H., MURAWSKI H. & SEMMEL A. (Eds) Plateau uplift, the Rhenish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 112-120.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. & SYMONDS P.A.** (1991) Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10, 1038-1064.
- LUCAZEAU F., VASSEUR G. & BAYER R.** (1984) Interpretation of heat flow data in the French Massif Central. *Tectonophysics*, 103, 99-119.

## M

- MAERTEN L. & SERANNE M.** (1995) Extensional tectonics of the Oligo-Miocene Hérault Basin (S France), Gulf of Lion margin. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 166, 739-749.

- MAILLARD A., MAUFFRET A., WATTS A.B., TORNE M., PASCAL G., BUHL P. & PINET B.** (1992) Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). In: E. BANDA & P. SANTANACH (Eds) Geology and geophysics of the Valencia trough, western Mediterranean. *Tectonophysics*, 203, 57-75.
- MALKOVSKY M., BUDAY T., DVORAK J., KODYM O. & SUK M.** (1984) Tectonic development. In: M. SUK et al., (Eds) Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. *Geological survey, Prague*, 289-324.
- MALKOVSKY M.** (1987) The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics*, 137, 31-42.
- MARCHANT R.H.** (1993) The underground of the Western Alps, *Mém. geol. (Lausanne)*, 15, 137p.
- MARCHANT R.H. & STAMPFLI G.M.** (1997) Subduction of continental crust in the Western Alps. *Tectonophysics*, 269, 217-235.
- MARTINI E.** (1990) The Rhinegraben system, a connection between northern and southern seas in the European Tertiary. *Veröff. Übersee-Mus.*, 10, 83-98.
- MARTY J., MITJAVILA J., ROCA E. & APARICIO A.** (1992) Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. In: E. BANDA & P. SANTANACH (Eds) Geology and geophysics of the Valencia trough, western Mediterranean. *Tectonophysics*, 203, 145-165.
- MASEK J.G., ISACKS B.L. & FIELDING E.J.** (1994) Rift flank uplift in Tibet: evidence for a viscous lower crust. *Tectonics*, 13, 659-667.
- MATHONNAT M.** (1983) La série métamorphique du Cézallier (Massif Central Français). Lithologie et structure. Relations du groupe leptyno-amphibolitique avec les autres formations de la région. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Clermont Ferrand*, 208p.
- MATTAUER M.** (1986) Intracontinental subduction, crust mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belt. In: M.P. COWARD & A.C. RIES (Eds) Collision tectonics, *Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.*, 19, 37-50.
- MAURIN J.C.** (1995) Drapage et décollement des séries jurassiques sur la faille de détachement majeure du rift rhénan sud: implications sur la géométrie des dépôts syn-rifts oligocènes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, 1025-1032.
- MAURY R.C. et VARET J.** (1980) Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. In: A. AUTRAN et J. DERCOURT (Eds) Evolutions géologiques de la France. *Mém. B.R.G.M.*, 107, 137-159.
- McKENZIE D.** (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 25-42.
- MERGOIL J. & BOIVIN P.** (1993) Le Velay. Son volcanisme et les formations associées. Notice de la carte au 1/10000. *Géol.Fr.*, 3, 3-96.
- MERLE O.** (1982) Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais et de l'Ubaye, Alpes occidentales). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Rennes*, 147p.
- MERLE O., MICHON L., CAMUS G. & GOER A. de** (1998) L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif Central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 169, 615-626.

- MEYER W., ALBERS H.J., BERNERS H.P., GEHLEN K., GLATTHAAR D., LOHNERTZ W., PFEFFER K.H., SCHNUTGEN K., WIENECKE K. & ZAKOSEK H. (1983) Pre-Quaternary uplift in the Central part of the Rhenish Shield. In: K. FUCHS, K. VON GELHEN, H. MALZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds). Plateau uplift. The Rhenish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 39-46.
- MICHARD A., GOFFE B., CHOPIN C. & HENRY C. (1996) Did the Western Alps develop through an Oman-type stage? The geotectonic setting of high-pressure metamorphism in two contrasting Tethyan transects. In: S.M. SCHMID, M. FREY, N. FROITZHEIM, HEILBRONNER R. & H. STUNITZ (Eds) Alpine geology. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 43-80.
- MICHEL R. (1953) Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. *Mém. Soc. Hist. Nat. Auvergne*, 5, 138p.
- MICHON L. (1997) Le rift du Massif Central; mécanisme de l'extension oligocène à l'échelle lithosphérique; interprétation des champs de failles dans la région des Couzes. *Mém. DEA, Univ. Clermont Ferrand*, 48p
- MILNES A.G. & PFIFFNER O.A. (1980) Tectonic evolution of the Central Alps in the cross-section St. Gallen-Como. *Eclogae geol. Helv.*, 70, 83-95.
- MONIE P. & PHILIPPOT P. (1989) Mise en évidence de l'âge Eocène moyen du métamorphisme de haute-pression dans la nappe ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales) par la méthode  $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$ . *C. R. Acad.Sci. Paris*, 309, 245-251.
- MONIE P. & CHOPIN C. (1991)  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  dating in coesite-bearing and associated units of the Dora Maira massif, Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 3, 239-262.
- MORANGE A., HERITIER F. & VILLEMIN J. (1971) Contribution de l'exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne, dans le Massif Central. *Symposium J. Jung. Plein Air Service, Clermont Ferrand*, 295-308.
- MORETTO R. (1987) Etude sédimentologique et géochimique des dépôts de la série salifère paléogène du bassin de Bourg-en-Bresse (France), *Mém. Sci. Terre, Nancy*, 50, 250p.
- MUELLER St., PETERSCHMITT E., FUCHS K. & ANSORGE J. (1969) Crustal structure beneath the Rhinegraben from teleseismic refraction and reflection measurements. *Tectonophysics*, 8, 529-542.
- MUGNIER J.L. & MENARD G. (1986) Le développement du Bassin Molassique suisse et l'évolution des Alpes externes: un modèle cinématique. *Bull. centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 167-180.
- MÜLLER R. (1983) The late Tertiary-Quaternary tectonics of the Paleozoic of the Northern Eifel. In: K. FUCHS, K. VON GELHEN, H. MALZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds). Plateau uplift. The Rhenish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 102-107.
- MUNIER-CHALMAS E. & LAPPARENT A. de (1893) Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXI, 479-480.
- MURAWSKI H., ALBERS H.J., BENDER P., BERNERS H.P., DURR St., HUCKRIEDE R., KAUFFMANN G., KOWALCZYK G., MEIBURG P., MULLER R., RITZKOWSKI S., SCHWAB K., SEMMEL A., STAPF K., WALTER R., WINTER K.P. & ZANKL H. (1983) Regional tectonic setting and geological structure of the Rhenish Massif. In: K. FUCHS, K. VON

GELHEN, H. MALZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds). Plateau uplift. The Renish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 9-38.

MUSACCHIO G., ZAPPONE A., CASSINIS R. & SCARASCIA S. (1998) Petrographic interpretation of a complex seismic crust-mantle transition in the central-eastern Alps. *Tectonophysics*, 294, 75-88.

## N

NALPAS T. (1996) Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. *Mém. Géosci. Rennes*, 71, 246p.

NEHLIG P., FREOUR G., HUGUET D., LEYRIT H., ROGER J., ROIG J.Y., TRIEBLEMONT D. & VIDAL N. (1999) Histoire géologique simplifiée du volcan du Cantal. *Doc. B.R.G.M.*, 291, 49-78.

NEUGEBAUER H.J., WOIDT W.D. & WALLNER H. (1983) Uplift, Volcanism and Tectonics: Evidence for Mantle Diapirs at the Rhenish Massif. In: K. FUCHS, K. VON GELHEN, H. MALZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds). Plateau uplift. The Renish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 381-403.

NICOLAS A. (1989) Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. *Kluwers Academic Publishers*, 367p.

NICOLAS A., LUCAZEAU F. & BAYER R. (1987) Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. In: P.H. NIXON (Eds) *Mantle Xenoliths*. John Wiley, Chichester, 563-574.

NOEL D., BUSSON G. & CORNEE A. (1994) Liaison génétique entre sel et laminites riches en matière organique et nannophytoplancton dans les bassins paléogènes de France et du Nord de l'Espagne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, 1623-1628.

NURY D. (1988) L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie - dynamique sédimentaire - reconstitutions paléo-géographiques. *Doc. B.R.G.M.*, 163, 395p.

## P

PANZA G.F., MUELLER St. & CALGANILE G. (1980) The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. *PAGEOPH*, 118, 1200-1213.

PARK F. (1973) Contribution à l'étude du Cantal; dolomies et trachyandésites dans la région d'Aurillac. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris Sud*, 76p.

PARK R.G. (1988) Geological structures and moving plates. *Blackie & Son Ltd, Bishopbriggs, Glasgow*, 337p.

PERRIER G. & RUEGG J.C. (1973) Structure profonde du Massif central français. *Ann. Geophys.*, 29, 435-502.

PIN C. & DUTHOU J.L. (1990) Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: Inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chem. Geol.*, 83, 281-296.

POORT J., VAN DER BEEK P. & VOORDE M. (1998) An integrated modelling study of the central and northern Baikal rift: evidence for non-uniform lithospheric thinning? *Tectonophysics*, 291, 101-122.



- POWER W.L. & TULLIS T.E.** (1989) The relationship between slickenside surfaces in fine-grained quartz and seismic cycle. *J. Struct. Geol.*, 11, 7, 879-893.
- PRODEHL C., MUELLER St., GLAHN A., GUTSCHER M. & HAAK V.** (1992) Lithospheric cross sections of the European Cenozoic rift system. In: P.A. ZIEGLER (Eds) *Geodynamics of Rifting, Volume I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. Tectonophysics*, 208, 113-138.

## R

- RAIKES S. & BONJER K.P.** (1983) Large-scale mantle heterogeneity beneath the Renish Massif and its vicinity from teleseismic P-residuals measurements. In: K. FUCHS, K. VON GELHEN, H. MALZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds). *Plateau uplift. The Renish Shield – A case history. Springer-Verlag, Berlin*, 315-331.
- RAMSBOTHAM W., INGER S., CLIFF B., REX D. & BARNICOAT A.** (1994) Time constraints on the metamorphic and structural evolution of the southern Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps. *Mineral. Mag.*, 58A, 758-759.
- RANALLI G.** (1997) Rheology of the lithosphere in space and time. In: J.P. BURG & M. FORD (Eds) *Orogeny through time. Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.*, 121, 19-37.
- RANALLI G. & MURPHY D.C.** (1987) Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281-295.
- RAT P.** (1974) Le système Bougogne-Morvan-Bresse (articulation entre le bassin parisien et le domaine péri-alpin). In: J. DEBELMAS (Eds) *Géologie de la France; les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin*, 480-500.
- RESTON T.J.** (1993) Evidence for extensional shear zones in the mantle, offshore Britain, and their implications for the extension of the continental lithosphere. *Tectonics*, 12, 492-506.
- REY R.** (1967) Les formations sédimentaires à l'Est et à l'Ouest du massif du Cantal. *Rev. Haute Auvergne*, 40, 616-621.
- REY R.** (1971) Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif Central. In: *Géologie, Géomorphologie et Structure Profonde du Massif Central français. Symposium J. Jung. Plein Air Service, Clermont Ferrand*, 309-330.
- REY R.** (1973) Biostratigraphie des formations sédimentaires du Cantal. *Rev. Scient. Bourbonnais, Moulins*, 77-128.
- RIVELINE J., GIOT D., FARJANEL G., & PACQUET A.** (1988) Mise en évidence de dépôts éocène moyen (Lutétien sup) à la base des formations tertiaires du bassin de Moulins (Allier, France). Implications tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 306, 55-62.
- ROCHETTE P., BERTRAND H., BRAUN C. & BERGER E.** (1993) La province volcanique Pléistocène Supérieur du Bas-Vivarais (Ardèche, France): propagation de fentes crustales en échelons? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, 913-920.
- ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R.** (1990) Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156, 367p.

- RUBATTO D., GEBAUER D. & FANNING M. (1998) Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132, 269-287.
- RUBATTO D., GEBAUER D. & COMPAGNONI R. (1999) Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo zone (Western Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 167, 141-158.
- RUPPEL C. (1995) Extensional processes in continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 100, 24187-24215.
- RUSSEL D.E. (1967) Sur Menathotherium et l'âge paléocène du gisement de Menat (Puy de Dôme). In: Problèmes actuels de paléontologie (évolution des vertébrés). *Coll. Int. C.N.R.S.*, 163, 483-489.

## S

- SAPORTA de (1870) Remarques sur la flore des arkoses de Brives. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXVI, 1078.
- SCHLEIDER H., KELLER J. & KRAMM U. (1990) Isotope studies on alkaline volcanics and carbonatites from the Kaiserstuhl, Federal Republic of Germany. *Lithos*, 26, 21-35.
- SCHMINKE H.U. & MERTES (1979) Pliocene and Quaternary volcanic phases in the Eifel volcanic field. *Naturwissenschaften*, 66, 614-615.
- SCHMINKE H.U., LORENZ V. & SECK H.A. (1983) The quaternary Eifel volcanic field. In: K. FUCHS, K. VON GELHEN, H. MALZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds). Plateau uplift. The Renish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 139-151.
- SCHOLZ C.H. & CONTRERAS J.C. (1998) Mechanics of continental rift architecture. *Geology*, 26, 967-970.
- SCHULER M. & SITTLER C. (1976) Présence d'un grain de *Boehemipollis hohli* dans les séries tertiaires de la plaine du Forez. Attributions stratigraphiques nouvelles de ces terrains. *Sci. géol. Bull.*, 29, 91-92.
- SCHULER M. (1990) Environnements et paléoclimats paléogènes. Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur dans les fossés rhénan, rhodanien et de Hesse. *Doc. B.R.G.M.*, 190, 503p
- SCHWAB K. (1987) Compression and right-lateral strike-slip movements at the South Hunsrück borderfault (southwest Germany). *Tectonophysics*, 137, 115-126.
- SERANNE M. (1999) The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: B. DURAND, L. JOLIVET, F. HORVATH & M. SERANNE (Eds) The Mediterranean basins: Tertiary extension within the alpine orogen. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 156, 15-36.
- SERANNE M., BENEDICTO A., LABAUME P., TRUFFERT C. & PASCAL G. (1995) Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Mar. Petrol. Geol.*, 12, 809-820.
- SEWARD D. & MANCKTELOW N.S. (1994) Neogene kinematics of the Central and Western Alps: evidence from fission-track dating. *Geology*, 22, 803-806.
- SISSINGH W. (1998) Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. *Tectonophysics*, 300, 249-284.
- SITTLER C. (1965) Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 24, 392p.
- SITTLER C. & SCHULER M. (1988) Lithostratigraphy: France. The Federal Republic of Germany; the Rhine Graben. *Geol. Jahrb.*, 100, 41-47.

- SOBOLEV S.V., ZEYEN H., STOLL G., WERLING F., ALTHERR R. & FUCHS K.** (1996) Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 139, 147-163.
- SOURIAU A.** (1976) Structure profonde sous la France, obtenue à partir des ondes de surfaces. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 1085-1093.
- SOURIAU A.** (1981) Le manteau supérieur sous la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, 65-82.
- SPAKMAN W., VAN DER LEE S. & VAN DER HILST R.** (1993) Traveltime tomography of the European-Mediterranean down to 1400. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79, 3-74.
- SUK M., BLIZKOVSKI M., BUDAY T., CHLUPAC I., CICHA I., DUDEK A., DVORAK J., ELIAS M., HOLUB V., IBRMAJER J., KODYM O., KUKAL Z., MALKOVSKY M., MENCIK E., MULLER V., TYRACEK J., VEJNAR Z. & ZEMAN A.** (1984) Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. *Geological Survey, Pragues*, 396p.
- SVOBODA J. et al.** (1966) Regional geology of Czechoslovakia. Part I: the Bohemian Massif. *Geological survey of Czechoslovakia, Pragues*, 668p.

## T

- TALBERT J.C.** (1989) Carte géologique de la France au 50000<sup>ème</sup> : notice de Bort-les-Orgues. *Ed B.R.G.M.*, 58p.
- TANKARD A.J. & WELSINK H.J.** (1987) Extensional tectonics and stratigraphy of Hibernia Oil Field, Grand Banks, Newfoundland, *A.A.P.G. Bull.*, 71, 1210-1232.
- TAPPONNIER P.** (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poïçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 437-460.
- TAPSOBA P.** (1967) Paléosols ferrugineux du Lembron (Puy de Dôme). Etude pétrographique et géochimique. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Clermont II*, 130p.
- THONAT A.** (1984) Synthèse sur le volcanisme du Cézallier (Massif Central Français). In : Programme géologie profonde de la France, Thème 10. Colloque national, *Doc. B.R.G.M.*, 81, 169-174.
- TILTON G.R., SCHREYER W. & SCHERTL H.P.** (1991) Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy – II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 22-33.
- TRAUTH N. & CAVELIER C.** (1984) Marge septentrionale de la Bresse. In: S. DEBRAND-PASSARD (Eds). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, 125, 407.
- TRICART P.** (1980) Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux; Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse, Univ. Strasbourg*, 407p.
- TRICOT B.** (1975) Le volcanisme de la Comté d'Auvergne (MCF). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Clermont-Ferrand*, 117p.
- TRUFFERT C., BURG J.P., CAZES M., BAYER R., DAMOTTE B. & REY D.** (1989) Structures crustales sous le Jura et la Bresse: contraintes sismiques et gravimétriques le long des profils ECORS Bresse-Jura et Alpes II. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156, 157-164.
- TURCOTTE D.L. & SCHUBERT G.** (1982) Geodynamics. Application of Continuum Physics to Geological Problems. *John Wiley, Chichester*, 450p.

- TURLAND M., HOTTIN A.M., COJEAN R., DUCREUX J.L., DEBEGLIA N., d'ARCY D., MATHIS V., CARROUE J.P. & PIBOULE M.** (1990) Carte géologique de la France au 1/50000: notice de Hérissou. *Ed B.R.G.M.*, 118p.
- TYRACEK J. & ZEMAN A.** (1984) Neodic geomorphological development. In: M. SUK et al., (Eds) Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. *Geological survey, Prague*, 325-360.

## V

- VENDEVILLE B.** (1988) Modèles expérimentaux de fracturation de la couverture contrôlée par des failles normales dans le socle. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 307, 1013-1019.
- VERGELY P. & BLANC J.L.** (1981) Champs de contraintes des événements tectoniques "tardi-hercyniens", "pyrénéens" et plus récents dans le Sud-Est du Massif Central français (Région du SE de la Margeride). *C. R. somm. soc. géol. Fr.*, 5-6, 167-170.
- VILLEMIN T., ALVAREZ F. & ANGELIER J.** (1986) The Rhinegraben: extension, subsidence and shoulder uplift. *Tectonophysics*, 128, 47-59.
- VINCENT P.M., AUBERT M., BOIVIN P., CANTAGREL J.M. & LENAT J.F.** (1977) Découverte d'un volcanisme paléocène en Auvergne: les maars de Menat et leurs annexes; études géologique et géodésique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, 5, 1057-1070.
- VOGGENREITER W., HÖTZI H. & JADO A.R.** (1988) Red Sea related history of extension and magmatism in the Jizan area (Southwest Saudi Arabia): indications for simple-shear during early Red Sea rifting. *Geol. Rundsch.*, 77, 257-274.
- VON BLANCKENBURG F. & DAVIES J.H.** (1996) Feasibility of double slab breakoff (Cretaceous and Tertiary) during the Alpine convergence. In: S.M. SCHMID, M. FREY, N. FROITZHEIM, HEILBRONNER R. & H. STUNITZ (Eds) Alpine geology. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 111-127.
- VON ELLER J.P.** (1984) Guide géologique régionale de la France: Vosges-Alsace. *Masson, Paris*, 182p.

## W

- WEDEPOHL K.H.** (1983) Tertiary volcanism in the Northern Hessian Depression. In: K. FUCHS, K. VON GELHEN, H. MALZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds). Plateau uplift. The Renish Shield – A case history. *Springer-Verlag, Berlin*, 134-138.
- WEDEPOHL K.** (1985) Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 122-143.
- WEDEPOHL K.H. & BAUMANN A.** (1999) Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136, 225-239.
- WENZEL F., BRUN J.P., & the ECORS-DEKORP working group** (1991) A deep reflection seismic line across the northern Rhine Graben. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 140-150.
- WERNER D. & KAHLE H.G.** (1980) A geophysical study of the Rhinegraben. I. Kinematics and geothermics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 617-629.

- WERNICKE B.** (1981) Low-angle normal faults in the Basin and Range Province – nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291, 645-648.
- WERNICKE B.** (1985) Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.
- WILSON M. & DOWNES H.** (1991) Tertiary-Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.*, 32, 811-849.
- WILSON M. & DOWNES H.** (1992) Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, 173-182.
- WILSON M., ROSENBAUM J.M. & DUNWORTH E.A.** (1995) Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 181-196.
- WIMMENAUER W.** (1974) The alkaline province of the Central Europe and France. In: SØRENSEN (Eds) The alkaline rocks. *John Wiley & Sons*, 622p.

## Z

- ZEIS St., GAJEWSKI D. & PRODEHL C.** (1990) Crustal structure of the southern Germany from seismic refraction data. In: R. FREEMAN & St. MUELLER (Eds) The European Geotraverse, Part 6. *Tectonophysics*, 176, 59-86.
- ZEYEN H., NOVAK O., LANDES M., PRODEHL C., DRIAD L. & HIRN A.** (1997a) Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France). *Tectonophysics*, 275, 99-117.
- ZEYEN H., VOLKER F., WEHRLE V., FUCHS K., SOBOLEV S. & ALTHERR R.** (1997b) Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes. *Tectonophysics*, 278, 329-352.
- ZIEGLER P.A.** (1992a) North Sea rift system. In: P.A. ZIEGLER (Eds) Geodynamics of Rifting, Volume I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, 208, 55-75.
- ZIEGLER P.A.** (1992b) European Cenozoic rift system. In: P.A. ZIEGLER (Eds) Geodynamics of Rifting, Volume I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, 208, 91-111.
- ZIEGLER P.A.** (1994) Cenozoic rift system of western and central Europe: an overview. *Geol. Mijnbouw*, 73, 99-127.
- ZIJERVELD L., STEPHENSON R., CLOETINGH S., DUIN E. and VAN DEN BERG M. W.** (1992) Subsidence analysis and modelling of the Roer Valley Graben (SE Netherland). In: P.A. ZIEGLER (Eds), Geodynamics of rifting, Volume 1. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, 208, 159-171.

**MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES**  
**Université de Rennes I - Campus de Beaulieu**  
**35042 - RENNES Cédex**  
**Tél : (33) 02-99-28-60-80 - Fax (33) 02-99-28-26-02**

- N° 1 - H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **140 F - 21.34 Euros**
- N° 2 - G. QUERRE** - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **85 F - 12.96 E**
- N° 3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **55 F - 8.38 E**
- N° 4 - D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55 F - 8.38 E**
- N° 5 - V. NGA KO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **70 F - 10.67 E**
- N° 6 - J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55 F - 8.38 E**
- N° 7 - P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115 F - 17.53 E**
- N° 8 - Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95 F - 14.48 E**
- N° 9 - Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**
- N° 10 - D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé**
- N° 11 - J.S. SALIS** - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). **90 F - 13.72 E**
- N° 12 - Y. GERARD** - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). **75 F - 11.43 E**



**N° 13 - H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). **95 F - 14.48 E**

**N° 14 - J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). **95 F- 14.48 E**

**N° 15 - B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I, tabl., 82 pl. (1987). **265 F - 40.40 E**

**N° 16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). **110 F - 16.77 E**

**N° 17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). **90 F - 13.72 E**

**N° 18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). **140 F - 21.34 E**

**N° 19 - M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). **Epuisé**

**N° 20 - J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). **85 F - 12.96 E**

**N° 21 - R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). **Epuisé**

**N° 22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98, tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). **160 F - 24.39 E**

**N° 23 - A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). **100 F - 15.24 E**

**N° 24 - J.P. VUICHARD**- La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). **170 F - 25.95 E**

**N° 25 - C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989). **90 F - 13.72 E**

**N° 26 - J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989). **210 F - 32.01 E**

- N° 27 - Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989). **175 F – 26.68 E**
- N° 28 - D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). **275 F – 41.92 E**
- N° 29 - E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). **150 F – 22.87 E**
- N° 30 - D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). **100 F – 15.24 E**
- N° 31 - A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). **130 F – 19.82 E**
- N° 32 - T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). **210 F – 32.01 E**
- N° 33 - C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). **200 F – 30.49 E**
- N° 34 - P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). **400 F – 60.98 E**
- N° 35 - J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). **180 F – 27.44 E**
- N° 36 - A. LE CLEACH** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO<sub>2</sub>. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). **100 F – 15.24 E**
- N° 37 - O. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). **160 F – 24.39 E**
- N° 38 - P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). **160 F – 24.39 E**
- N° 39 - Ch. BASILE** - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) . **Epuisé**
- N° 40 - M. AUDIBERT** - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). **150 F – 22.87 E**

**N° 41 - G. RUFFET** - Paléomagnétisme et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn). 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). **120 F - 18.29 E**

**N° 42 - P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). **210 F - 32.01 E**

**N° 43 - G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). **130 F - 19.82 E**

**N° 44 - J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). **170 F - 25.92 E**

**N° 45 - M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). **1 80 F - 27.44 E**

**N° 46 - J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil). 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). **300 F - 45.73 E**

**N° 47 - S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 85 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). **100 F- 15.24 E**

**N° 48 - J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). **100 F - 15.24 E**

**N° 49 - E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). **180 F - 27.44 E**

**N° 50 - T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). **190 F - 28.97 E**

**N° 51 - T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post- épaisissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. En annexe, (1993). **190 F - 28.97 E**

**N° 52 - J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbrétiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). **350 F - 53.36 E**

**N° 53 - J. C. THOMAS** - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993).

**220 F – 33.54 E**

**N° 54 - F. LAFONT** - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales. 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994).

**150 F – 22.87 E**

**N° 55 - C. BIELLMANN** - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre. 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993).

**175F – 26.68 E**

**N° 56 - A. POTREL** - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994).

**270 F – 41.16 E**

**N° 57 - M. KUNTZ** - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994).

**155 F – 23.63 E**

**N° 58 - D. ROUBY** - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994).

**180 F – 27.44 E**

**N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO** - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141, fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995).

**270 F – 41.16 E**

**N° 60 - H. BOUHALLIER** - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995).

**150 F – 22.87 E**

**N° 61 - P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995).

**220 F – 33.54 E**

**N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995).

**160 F – 24.39 E**

**N° 63 - M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995).

**150 F – 22.87 E**

**N° 64 - Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995).

**150 F – 22.87 E**

**N° 65 - A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995).

**Epuisé**

N° 66 - **A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). **170 F - 25.92 E**

N° 67 - **M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1996). **140 F - 21.34 E**

N° 68 - **A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessia (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1996). **130 F - 19.82 E**

N° 69 - **F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1996). **100 F - 15.24 E**

N° 70 - **B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1996). **100 F - 15.24 E**

N° 71 - **T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1996). **120 F - 18.29 E**

N° 72 - **M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1996). **200 F - 30.49 E**

N° 73 - **A.N. KOUAMELAN** - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). **120 F - 18.29 E**

N° 74 - **Y. GARCIA** - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). **150 F - 22.87 E**

N° 75 - **M. A. SANTOS PINTO** - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). **100 F - 15.24 E**

N° 76 - **D. CHARDON** - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). **130 F - 19.82 E**

N° 77 - **C. ROBIN** - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). **180 F - 27.44 E**

**N° 78 - D. GRANJEON** - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). **100 F – 15.24 E**

**Hors Série N°1 - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN** (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1997). **50 F – 7.62 E**

**N° 79 - A. JAFFREZIC** - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). **130 F – 19.82 E**

**N° 80 - O. BOUR** - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). **100 F – 15.24 E**

**N° 81 - E. BONNET** - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. 183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). **85 F – 12.96 E**

**N° 82 - S. GESSA** - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. 256 p., 132, fig., 8 pl., + annexes. (1997). **125 F – 19.06 E**

**N° 83 - T. MAUDUIT** - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive : modélisation analogique et application au Golfe de Guinée. 260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998). **100 F – 15.24 E**

**N° 84 - G. QUEREL** - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). **95 F – 14.48 E**

**N° 85 - M. DIRAISON** - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et tectonique des Andes australes. 333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998). **130 F - 19.82 E**

**N° 86 - S. BONNET** - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. 352 p., 144 fig., dont 7 pl. coul., +1 pl. coul. et 3 transparents en annexe, (1998). **115 F – 17.53 E**

**N° 87 - F. TOUCHARD** - Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : site de Ploëmeur (Morbihan). 271 p., 103 fig., dont 5 coul., 37 tabl., annexe. (1999). **115 F – 17.53 E**

**N°88 - T.V. LE** - Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam). 229 p., 131 fig., dont 16 pl. coul. + annexes (1999). **110 F – 16.77 E**

**N° 89 - V. CHAVAGNAC** - Behaviour of the Sm-Nd isotopic system during metamorphism : examples from the HT-LP metamorphic terrane of the Limpopo Belt, South Africa and the UHP metamorphic terrane of Dabieshan, Central China. 405 p., 126 fig., 47 tabl. (1999). **150 F – 22.87 E**



**N°90 - J. MOLENAT** - Rôle de la nappe sur les transferts d'eau de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation. 272 p., 87 fig., 19 tabl., 3 pl. couleur. (1999). **100 F – 15.24 E**

**N° 91 - C. RIOU** - Géochimie des terres rares et des éléments traces associés dans les nappes et l'eau des sols hydromorphes : Application au traçage hydrologique. 293 p., 74 fig., 17 tabl., + annexes. (1999). **100 F – 15.24 E**

**N° 92 - I. COUTAND** - Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna, Nord Ouest Argentin, Andes Centrales. 381 p., 125 fig., 10 tabl., 6 pl. coul., 1 pl. hors-texte + annexes. (1999). **150 F – 22.87 E**

**N° 93 - F. DARBOUX** - Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement. Effet de la rugosité sur les distances de transfert. 170 pages., 56 fig., 4 tabl. (1999). **80 F – 12.20 E**

**N° 94 - J.R. De DREUZY** - Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures. Discussion des modèles d'écoulement compatibles avec les principales propriétés géométriques. 217 pages, 118 fig., 9 tabl., (2000). **90F – 13.72 E**

**Hors-Série n°2 - G. BADARCH & B.M. JAHN** - IGCP-420 Continental Growth in the Phanerozoic : Evidence from Central Asia. Second Workshop. Abstracts and Excursion Guidebook. (Geotraverse through a terrane collage in Southern Khangay). July 25 - August 3, 1999, Ulaanbaatar, Mongolia. 190 pages. (2000). **65F – 9.91 E**

**N° 96 - Olivier BOURGEOIS** - Processus d'extension lithosphérique en Islande. Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires. 280 pages, 95 fig., dont 2 planches couleur, 2 tabl. (2000). **80 F – 12.20 E**

**N° 97 - Sidonie REVILLON** – Origine et composition du Plateau Océanique Caraïbe. 358 pages, 77 fig., 24 tabl. (2000). **120 F – 18.29 E**

**Hors-Série n° 3 - Jean-Pierre BRUN & Marie-Anne OLLIVIER** – 150 ans de Géologie à Rennes. 105 p., 13 pl. coul. (2000). **70 F – 10.67 E**

**N° 98 - Marc PESSEL** - Tomographie électrique : Développements méthodologiques et applications. 129 pages, 59 fig, dont 7 planches couleur, 1 tab. (2001). **75 F – 11.43 E**

**N° 99 – Laurent MICHON** – Dynamique de l'extension continentale – Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. 266 pages, 134 fig., dont 6 planches couleur. (2001). **95 F – 14.48 E**

**CAHIERS TECHNIQUES DE GEOSCIENCES RENNES**

**Université de Rennes I - Campus de Beaulieu**

**35042 - RENNES Cédex**

**Tél : (33) 2 99 28 14 75 - Fax (33) 2 99 28 61 00**

**N° 1 – M. BOUHNİK-LE COZ, P. PETITJEAN, E. SERRAT et G. GRUAU - Validation d'un protocole permettant le dosage simultané des cations majeurs et traces dans les eaux douces naturelles par ICP-MS. 84 p. (2001). 50 FF**

**N° 2 – P. PETITJEAN, O. HENIN, S. ELLIAS et G. GRUAU - Application de l'électrophorèse capillaire au dosage des anions et des cations majeurs en solution dans les eaux douces naturelles. 49 p. (2001). 60 FF**

## POUR PASSER COMMANDE

Collection des MEMOIRES	Collection des CAHIERS TECHNIQUES
<p>S'adresser à :  <b>Arlette FALAISE</b>  Géosciences Rennes  Université de rennes 1  F-35042 Rennes cedex</p> <p>Tel : 02 99 28 60 80  Fax : 02 99 28 26 02  mail : <a href="mailto:arlette.falaise@univ-rennes1.fr">arlette.falaise@univ-rennes1.fr</a></p>	<p>S'adresser à :  <b>Marie-Paule BERTRAND</b>  Géosciences Rennes  Université de rennes 1  F-35042 Rennes cedex</p> <p>Tel : 02 99 28 14 75  Fax : 02 99 28 61 00  mail : <a href="mailto:marie-paule.bertrand@univ-rennes1.fr">marie-paule.bertrand@univ-rennes1.fr</a></p>
<p>Votre commande doit être accompagnée, soit :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- de votre bon de commande</li> <li>- ou bien de votre règlement par chèque à l'ordre de : <i>Agent comptable du CNRS</i></li> </ul>	

## BON DE COMMANDE

<b>NOM</b>	
<b>ORGANISME</b>	
<b>ADRESSE</b>	

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants (cocher la collection concernée):

- ☐ dans la collection des Mémoires  
☐ dans la collection des Cahiers techniques

N°	Auteur - Titre	Nombre d'ex	Prix unitaire	Total 1
Frais de port : 20,00 F le volume 5,00 par volume supplémentaire			Total 2	
TOTAL DE LA COMMANDE			Total 1 + Total 2	

## Résumé

Ce mémoire de thèse est constitué d'une thématique régionale et d'une thématique générale. La première thématique correspond à une étude du Rift Ouest-Européen (ROE) par l'analyse du Rift du Massif Central (RMC).

Dans le Massif Central (MC), la répartition du volcanisme associé à l'extension cénozoïque permet de différencier trois épisodes : le Volcanisme Pré-rift, le Volcanisme Syn-rift et la Phase Volcanique majeure. Le Volcanisme Pré-rift (Paléo-Eocène) est associé à une surrection du MC. Le Volcanisme Syn-rift est lié à la période d'extension Eo-Miocène à l'origine des grabens du MC. Durant cette période, la chronologie des événements plaide en faveur d'une évolution de type rift passif.

La Phase Volcanique Majeure, responsable des principales provinces volcaniques, est caractérisée par deux pics de magmatisme contemporains de périodes de surrection sans création de graben et sans sédimentation. Cette évolution est compatible avec le stade initial d'un rift actif.

Cette évolution du RMC est commune à l'ensemble du ROE et la répartition du ROE concentrique autour des Alpes suggère un lien étroit entre ces deux systèmes géologiques.

La phase éo-alpine (env. 65 Ma) serait responsable du flambage lithosphérique en avant des Alpes et du Volcanisme Pré-rift. A l'Eocène, la création de la racine lithosphérique alpine permet d'expliquer le rift passif contemporain au niveau du ROE, puis le " rift actif " à partir du Miocène.

La thématique générale a pour but d'étudier la dynamique de l'extension par une approche analogique. Les expériences à l'échelle crustale montrent le rôle majeur de la vitesse d'extension sur les structures formées. Dimensionnées à partir du rapport de résistance entre les parties fragile et ductile, les modèles montrent que la géométrie des structures varie en fonction du nombre de discontinuités de vitesse et de la vitesse d'extension. Appliqués à la nature, ces modèles permettent d'expliquer la différence de géométrie entre le graben du Rhin et le RMC.

**Mots clés :** Tectonique, Massif Central, Rift Ouest-Européen, Rifting, Cénozoïque, Volcanisme, MNT, Modalisation analogique, Modalités d'extension